

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБИННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОКА
АЛДАНСКОГО ЩИТА**

М.А. Мишкин, Г.М. Вовна

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 24 декабря 2007 г.

Показано, что основание разреза глубинных раннепротерозойских джугджурского и суннагинского комплексов сложено кристаллосланцами и плагиогнейсами гранулитовой фации, составляющими метабазит-эндербитовую ассоциацию. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов-примесей установлено, что доминирующими протолитами пород ассоциации являются вулканы известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Принятая модель формирования исходных вулканизов метабазит-эндербитовой ассоциации включает две стадии. Первая стадия характеризуется декомпрессионным частичным плавлением вещества поднимающегося мантийного плюма с образованием расплавов коматиит-толеитовой серии. Во вторую стадию происходит образование вулканизов известково-щелочной серии путем частичного плавления метабазитовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма. Формирование протолитов метабазит-эндербитовой ассоциации происходило в раннем протерозое.

Ключевые слова: метабазит-эндербитовая ассоциация, петрология, геохимия, известково-щелочная серия, коматиит-толеитовая серия, плюмы, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Петрологические и изотопно-геохронологические исследования последних десятилетий метаморфических комплексов Алданского щита позволили по-новому взглянуть на историю становления раннедокембрийской континентальной коры на востоке Азии. Одним из главных достижений этого времени было установление в восточной части Алданского щита раннепротерозойских гранулитовых комплексов [16, 21], которые ранее относились к архею. Область распространения раннепротерозойских гранулитовых комплексов была выделена из состава Алданского щита в качестве раннепротерозойской складчатой области, окаймляющей его на востоке [22] (рис. 1).

Для выяснения истории ранних стадий становления раннепротерозойской сиалической коры наибольший интерес представляют глубинные блоки метаморфических пород, где вскрываются ее нижние уровни. Магматические протолиты метаморфических комплексов нижней коры дают представление о геодинамических условиях ее зарождения. В настоя-

щей работе рассмотрены два глубинных блока земной коры вышеуказанной раннепротерозойской складчатой области – Джугджурский и Суннагинский (рис. 1).

Глубинные условия формирования гранулитовых пород этих блоков были установлены предыдущими петрологическими исследованиями [2, 28] на основе данных минеральной геотермобарометрии.

**СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ
ДЖУГДЖУРСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА**

Джугджурский блок расположен в бассейнах рек Кун-Манье, Аюмкан и Мая (рис. 2). Впервые стратифицируемая природа гранулитовых пород Джугджурского блока была показана В.М. Мошкиным [24], который выделил среди них две толщи: нижнюю – пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Позднее территория Джугджурского блока была охвачена геологическими работами масштаба 1:200 000, выпол-

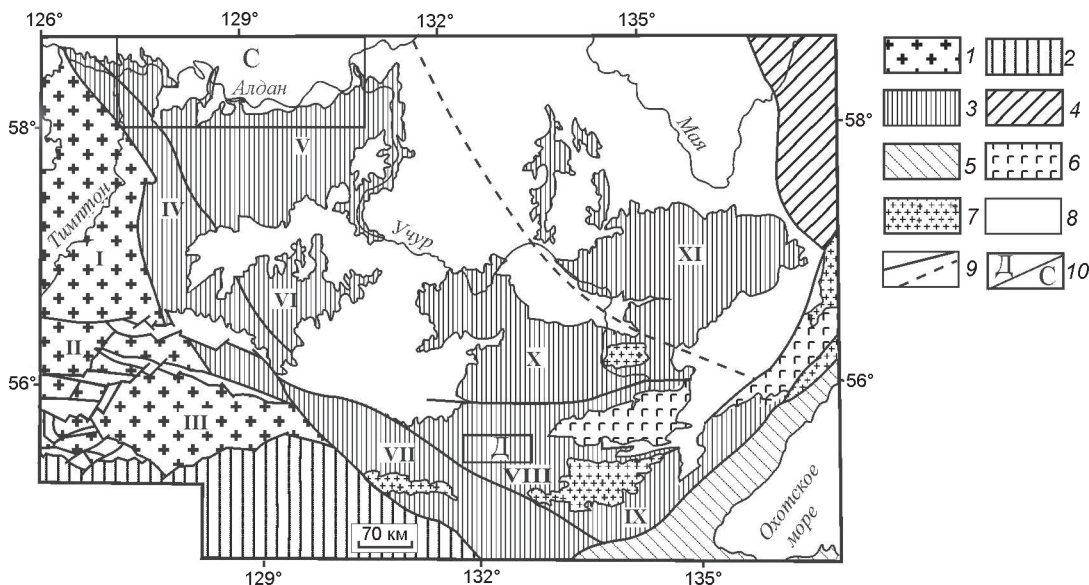


Рис. 1. Схема тектонического строения восточной части Алданского щита и запада Верхояно-Чукотского складчатого обрамления (составлена с использованием материалов [11, 16, 21]).

1 – Алданский щит, 2 – Становая складчатая область, 3–4 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 3 – раннепротерозойский комплекс, 4 – палеозойско-мезозойский комплекс, 5 – Монголо-Охотская складчатая область; 6 – анортозиты; 7 – фанерозойские гранитоиды; 8 – отложения платформенного чехла; 9 – разрывные нарушения, 10 – районы исследований: Д – Джугджурский блок, С – Суннагинский блок. Римскими цифрами обозначены блоки: I–III – Алданский щит: I – Нимырский, II – Мелемкенский, III – Сутамский; IV–XI – нижнепротерозойский комплекс Верхояно-Чукотской складчатой области: IV – Холболохский, V – Суннагинский, VI – Гонамский, VII – Аюмканский, VIII – Джугджурский, IX – Джанинский, X – Тырканский, XI – Батомгский.

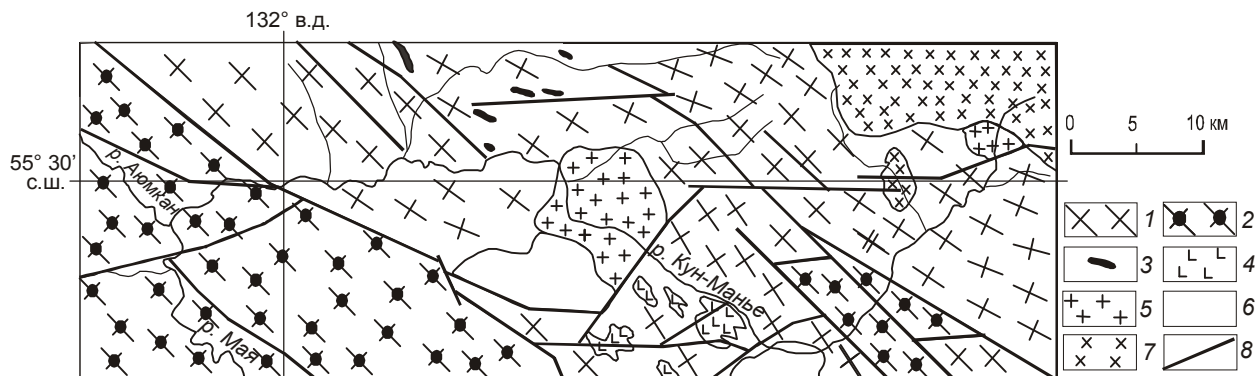


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Джугджурского блока (составлена с использованием [4, 5] и полевых наблюдений А.М. Ленникова, Р.А. Октябрьского, М.А. Мишкина).

1, 2 – джугджурский гранулитовый комплекс: 1 – гранулиты нижней толщи (эндербиты, metabазиты), 2 – гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, эндербиты, metabазиты, кальцифиты); 3–5 – метайнтрузивные образования нижнего протерозоя: 3 – метагипербазиты и базиты, 4 – анортозиты, 5 – граниты; 6 – образования платформенного чехла; 7 – меловые гранитоиды, 8 – тектонические нарушения.

ненными под руководством Ю.Н. Гамалеи [6]. В процессе этих работ Ю.Н. Гамалеей была предложена более дробная стратификация метаморфических образований, с подразделением их на 4 согласно залегающие свиты (снизу вверх): верхнесуннагинскую, кюриканскую, сутамскую и худурканскую. Однако

авторы настоящей статьи на основании анализа опубликованных работ и результатов собственных полевых исследований сочли необходимым вернуться к схеме В.Н. Мошкина [24], разделив метаморфический комплекс Джугджурского блока на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеновыми плагиог-

нейсами – эндробитами, переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами (метабазами). В верхней толще преобладают глиноземистые биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчиненным количеством эндробитов и пироксен-биотитовых гнейсов. Распространение этих толщ в пределах изученного района показано на рис. 2. Нижняя толща, представляющая начальные этапы формирования земной коры Джугджурского блока, выделена нами в качестве метабазит-эндробитовой ассоциации, рассмотренной в настоящей статье.

Гиперстеновые плагиогнейсы – эндробиты, составляющие большую часть объема пород этой ассоциации, на 50–70 % представлены плагиоклазом (40–50 % An) с антипертитовыми вростками, кварцем (5–10 %), гиперстеном (5–10 %), роговой обманкой (8–10 %), моноклинным пироксеном – до 5 %. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, циркон, магнетит, ильменит. Двупироксеновые сланцы на 30–40 % состоят из плагиоклаза (50–58 % An), моноклинового пироксена (20–40 %), ромбического пироксена (5–10 %). Отдельные разновидности двупироксеновых сланцев содержат примесь граната или биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. Кристаллосланцы ультраосновного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксен-амфиболовые) сложены ортопироксеном (10–35 %), клинопироксеном (10–45 %), оливином (0–19 %), амфиболом (0–80 %). В виде примеси присутствуют магнетит, ильменит, шпинель, апатит.

Метаморфизм пород Джугджурского блока, по данным минеральной геотермобарометрии, осуществлялся в условиях гранулитовой фации с максимальными параметрами T и P 800° C и 9 кбар [2].

Возраст джугджурского комплекса условно считался архейским. Однако эти представления не были подтверждены изотопным датированием. Одновременно было установлено, что анортозиты Джугджурского массива прорывают гранулиты джугджурского комплекса [31]. В то же время, возраст джугджурских анортозитов тоже является дискуссионным. В частности, свинцовым изохронным методом для анортозитов получены значения от 2.7 млрд лет [25] до 1.734–1.736 млрд лет [26], а Sm-Nd методом – две минеральные изохроны с возрастными 1702 ± 27 млн лет и 1705 ± 30 млн лет [31]. Нами получены первые данные по Sm-Nd систематике пород метабазит-эндробитовой ассоциации джугджурского комплекса, приведенные далее, которые свидетельствуют о его раннепротерозойском возрасте.

Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Петрогенные компоненты в породах джугджурского комплекса определялись в ДВГИ ДВО РАН классическим химическим методом, аналитик Л.В. Недашковская. Элементы примеси определены методом ICP-MS в лаборатории изотопных исследований Института геохимии СО РАН, г. Иркутск. Sm-Nd изотопные определения выполнены Г.М. Вовна на приборе Финниган-МАТ-262 под руководством профессора Д. Маеды (Университет Хоккайдо, г. Саппоро, Япония). Данные о химическом составе пород метабазит-эндробитовой ассоциации джугджурского комплекса основаны на результатах анализа 52 проб. Пробы отбирались среди пород, не подверженных процессам гранитизации. Представительные анализы пород метабазит-эндробитовой ассоциации приведены в таблицах 1 и 2.

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

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, включительно, свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, за исключением щелочей [12, 15 и др.]. Это положение позволяет считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Все вышесказанное не относится к породам, подвергнутым процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при гранулитовом метаморфизме рассматривалось во многих работах. Известно, что гранулиты обеднены некоторыми литофильными элементами, такими как Rb, U, Th [27, 49]. Некоторая подвижность отмечается для Ba и Sr. Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме, за исключением Eu [15]. Часть исследователей предполагает возможность подвижного поведения легких РЗЭ [51]. Однако этот вопрос дискуссионен, и, вероятно, в этих случаях имеют место проявления метасоматических процессов. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов – Ti, Nb, Zr, Hf, Ta, и для феррофильных элементов – Ni, Co, Cr [51].

Известно, что при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вы-

зывают 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 [39] была предложена дискриминационная диаграмма (рис. 3), на которой гиперстеновые плагиогнейсы среднего состава metabазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса располагаются в поле магматических пород.

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 4) для вулканитов [13] составы гранулитов metabазит-эндербитовой ассоциации располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щелочности, начиная от ультраосновных пород до андезитов.

На классификационной диаграмме $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ [41] (рис. 5) гранулиты располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толейтовой серий.

Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе вулканитов этой серии установлены metabазальты, метаандезиобазальты (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (гиперстеновые плагиогнейсы – эндербиты). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 1. Метабазальты и метаандезиобазальты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ масс. %). Спектры распределения РЗЭ в metabазальтах соответствуют архейским базальтам типа TH2, по К. Конди [14] (рис. 6 а). Для них характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 12.68 - 6.63$. Сходной топологией спектров распределения РЗЭ характеризуются андезибазальты, отличающиеся несколько повышенным общим содержанием легких РЗЭ (рис. 6б).

Метаандезиты (эндербиты) по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским андезитам группы II, по К. Конди [14], и характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5 - 13$ и наличием слабых Eu аномалий (рис. 6в).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 7) метаандезиты исходной базальт-андезитовой ассоциации отличаются повышенным содержанием литофильных элементов (за исключением Zr) от андезитов Курило-Камчатской островной дуги [35] и в этом отношении сходны с “серыми гнейсами” архея основания щитов [44], за исключением Th. Пониженные содержания Th в метандезитах джугджурского комплекса, вероятно, можно объяснить их частичным подплавлением при гранулитовом

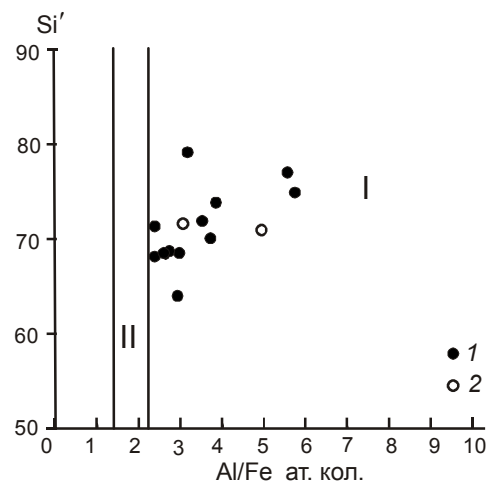


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Деннено и Муру [39]. $\text{Si}' = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Fe} + \text{Al}) \times 100$ ат. кол.

Составы гранулитов среднего и кислого составов 1 – джугджурского, 2 – суннагинского комплексов; I – поле магматических, II – осадочных пород.

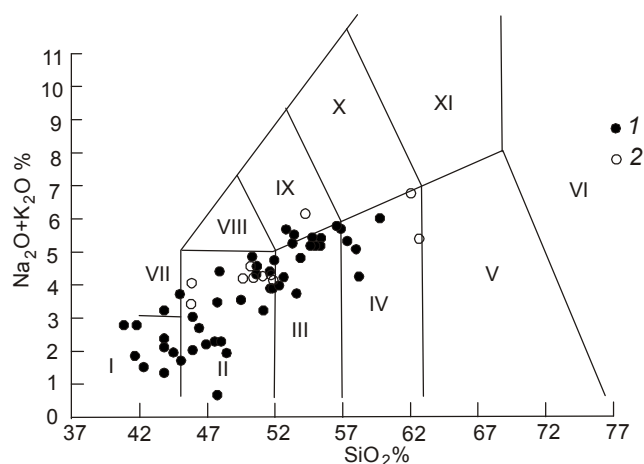


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [13] для ортопород джугджурского (1) и суннагинского (2) гранулитовых комплексов.

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

метаморфизме и вскрытием при этом основного минералоносителя Th акцессорного монацита и последующим выносом Th [27].

Происхождение исходных расплавов “серогнейсовой” сиалической коры рассматривается многими исследователями как результат частичного плавления metabазитов, что подтверждено многочисленными экспериментами.

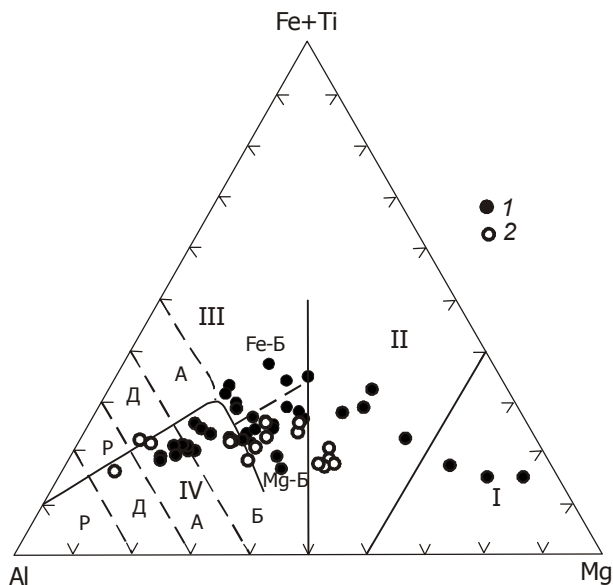


Рис. 5. Классификационная диаграмма Al – (Fe + Ti) – Mg [41].

Составы гранулитов: 1 – джугджурского, 2 – суннагинского комплексов. Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов; II – коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов; III–IV – 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).

Выше было показано, что спектры распределения РЗЭ джугджурских метаандезитов (эндербитов) обеднены тяжелым РЗЭ. Это может свидетельствовать о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом.

Существующие результаты экспериментов по плавлению базитов свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рести́та плавящегося метабазита появляется гранат, составляет 10 кбар [3]. В эксперименте указанных авторов расплавам с кремнеземистостью $SiO_2 = 58$ мас. % (средняя кремнеземистость метаандезитов джугджурского комплекса) соответствуют следующие условия плавления метабазитов: $T = 975^\circ C$, степень плавления 40 %; состав рести́та (объем. %): гранат – 15, Орх – 1, амфибол – 2, клинопироксен – 40, – плагиоклаз – 2. Используя эти данные и содержание РЗЭ в природных образцах, можно рассчитать состав модельного расплава андезита на основе известного соотношения Д. Шоу [50], описывающего зависимость концентрации микроэлемента в расплаве от исходного его содержания в источнике, степени плавления и суммарного коэффициента распределения между рести́товыми

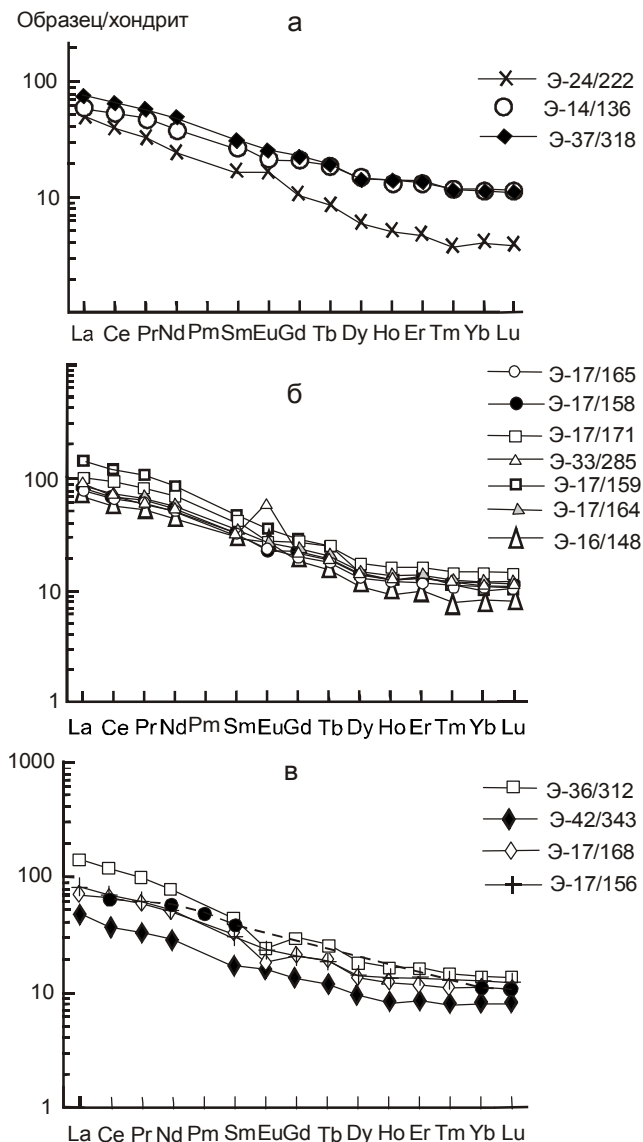


Рис. 6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [40], в метавулканитах базальт-андезитовой ассоциации известково-щелочной серии джугджурского гранулитового комплекса.

а – метабазальты, б – метаандезибазальты, в – метаандезиты. Штриховой линией с тёмными кружками на диаграмме (в) показано распределение РЗЭ в модельном андезитовом расплаве. Коэффициенты распределения РЗЭ приняты по Дж.Г. Арту [36].

фазами и расплавом. Предполагается, что источником исходных андезитовых расплавов джугджурского комплекса служили толеитовые метабазальты, подобные тем, что распространены среди архейских гранулитов южной части Алданского щита и его складчатого обрамления. С этими событиями связано и увеличение мощности первичной базитовой коры соседней будущей складчатой области

Таблица 1. Химические составы метабазитов и эндрбитов исходной базальт-андезитовой ассоциации джугджурского комплекса.

Компоненты	Э-24/222	Э-14/136	Э-37/318	Э-17/159	Э-16/148	Э-17/165	Э-17/164	Э-33/285	Э-17/158	Э-17/171	Э-17/168	Э-36/312	Э-42/343	Э-17/156
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Кристаллосланцы двупироксеновые											Плаггиогнейсы гиперстенные		
SiO ₂	45.02	50.88	51.99	53.01	53.86	54.8	54.88	55.31	55.58	56.83	57.41	58.22	58.19	59.78
TiO ₂	0.75	0.71	0.84	0.84	0.7	0.55	0.7	0.42	0.49	0.69	0.7	0.68	0.69	0.59
Al ₂ O ₃	20.91	17.1	16.78	18.25	17.39	17.26	17.62	19.5	18.14	16.61	16.83	16.09	16.28	17.06
Fe ₂ O ₃	5.83	2.11	2.84	4.99	4.03	2.75	4.1	2.45	4.64	3.32	3.61	1.28	3.65	2.61
FeO	6.37	7.1	6.7	4.65	5.79	5.83	4.66	4.17	3.82	4.71	4.51	6.98	5.21	4.12
MnO	0.1	0.12	0.13	0.17	0.15	0.17	0.14	0.09	0.14	0.14	0.16	0.12	0.15	0.13
MgO	6.54	7.04	6.59	3.78	4.74	4.61	4.32	3.72	4	4.27	3.93	3.77	4.03	3.16
CaO	9.63	9.12	9.51	7.55	7.68	7.62	7	8.3	7.33	7.3	6.65	6.44	6.84	5.74
Na ₂ O	2.67	3.32	2.75	4.4	4	3.84	4.01	4.27	4.12	3.7	3.4	3.6	3.65	4.25
K ₂ O	1.03	1.03	0.61	1.26	0.85	1.61	1.12	1.13	1.06	2.02	1.91	1.52	0.58	1.75
P ₂ O ₅	0.18	0.29	0.41	0.49	0.3	0.32	0.32	0.33	0.26	0.41	0.27	0.31	0.31	0.36
п.п.п.	0.97	1.18	0.85	0.61	0.51	0.64	1.13	0.31	0.42	0	0.62	0.99	0.42	0.45
U	0.18	0.25	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02	0.01	0.01	0.75	0.03	0.01
Th	0.58	0.86	0.28	0.12	0.06	0.09	0.26	0.43	0.09	0.03	0.26	3.22	0.08	0.04
Ba	310	225	410	398	413	490	692	856	544	838	685	339	286	700
Sr	939	268	483	976	586	758	822	870	9116	718	715	594	555	712
La	12.56	14.56	18.27	34.86	17.2	19.22	21.12	20.99	20.67	24.08	17.37	33.44	11.57	20.5
Ce	25.42	34.03	41.27	78.77	37.23	41.73	46.57	41.87	45.65	58.02	40.53	70.28	24.82	44.01
Pr	3.32	4.68	5.65	10.06	5.07	5.62	6.52	5.36	6.19	7.85	5.63	8.86	3.41	5.9
Nd	12.7	19.32	22.99	40.77	21.23	23.54	27.42	22.5	26.12	33.13	23.41	34.8	13.83	24.78
Sm	2.44	4.31	4.55	7.41	4.47	4.69	5.45	4.57	5.27	6.4	4.76	6.39	2.74	4.93
Eu	1.02	1.2	1.45	2.14	1.6	1.38	1.61	3.58	1.34	1.54	1.07	1.39	1	1.35
Gd	2.23	4.34	4.53	6.06	3.96	4.14	4.87	4.4	4.83	5.47	4.27	5.85	2.85	4.34
Tb	0.33	0.7	0.72	0.96	0.59	0.65	0.81	0.71	0.76	0.9	0.7	0.94	0.47	0.72
Dy	1.55	3.7	3.68	3.96	2.88	3.22	3.86	3.66	3.8	4.23	3.35	4.46	2.51	3.63
Ho	0.29	0.77	0.75	0.78	0.58	0.66	0.79	0.74	0.75	0.88	0.69	0.87	0.51	0.76
Er	0.82	2.27	2.18	2.32	1.72	1.95	2.3	2.11	2.21	2.56	2.04	2.49	1.52	2.19
Tm	0.1	0.31	0.29	0.3	0.22	0.28	0.33	0.3	0.32	0.37	0.29	0.34	0.22	0.32
Yb	0.69	2.02	1.86	1.79	1.5	1.79	2.03	1.82	2.09	2.35	1.87	2.16	1.45	2.06
Lu	0.1	0.29	0.27	0.29	0.23	0.27	0.31	0.27	0.3	0.36	0.28	0.32	0.23	0.31
Zr	25.4	41.76	49.04	29.01	17.33	34.32	25.51	40.79	21.1	34.08	26.3	22.68	49.7	25.07
Hf	0.73	1.35	1.32	0.98	0.7	1.12	1.01	1.12	0.84	1.13	0.89	0.88	0.24	0.96
Ta	0.61	0.38	0.39	0.64	0.3	0.5	0.39	0.45	0.26	0.34	0.51	0.85	0.31	0.44
Nb	3.25	5.18	5.27	12.16	5.2	4.82	6.81	3.17	4.53	6.76	6.26	16.54	5.54	6.23
Y	7.15	18.48	18.23	19.43	14.96	15.97	18.88	16.99	16.8	21.14	15.42	21.03	12.34	18.49
Sc	18.92	28.44	25.46	18.53	20.46	22.23	24.32	23.31	21.86	21.78	19.69	17.71	20.19	19.39

Примечание. Здесь и далее в табл. 2 оксиды – в мас. %, элементы-примеси – в г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%, “-“ – содержание элемента не определялось, 1–3 – метабазалты, 4–10 – метаандезиты, 11–14 – метаандезиты.

в результате процессов андерплейтинга. К таким событиям может быть отнесено формирование базитовых протолитов гранулитового комплекса соседнего Сутамского блока, происходившее 3.1 млрд лет назад. Средний состав толеитовых метабазалтов Сутамского блока, по [19], (табл. 2, ан. 20) принят нами в качестве магматического источника при выплавлении андезитовых расплавов джугджурского комплекса. Полученные результаты расчетов (рис. 6 в) показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам.

Метавулканы коматиит-толеитовой серии

В составе вулкаников этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты, а также коматииты (коматиит-толеитовая ассоциация).

Толеитовые метабазалты

Представительные анализы толеитовых метабазалтов (двупироксеновые сланцы) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазалтах колеблются в пределах 5.09–8.22 (табл. 2, ан.6, 12, 15–19), при магнезиальности (Mg # = Mg/(Mg+Fe)) 0.58–0.63. Толеитовые метабазалты харак-

Таблица 2. Химические составы метавулканиитов основного и ультраосновного состава джуджурского комплекса.

Компоненты	Э-13/104	Э-14/119	Э-17/162	Э-14/121	Э-25/237	Э-10/77	2107-А	Э-14/134	Э-35/301	Э-17/174	Э-17/160	Э-14/117	Э-7/66
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кристаллосланцы двупироксеновые													
SiO ₂	42.10	42.43	43.84	43.86	44.2	44.66	45.70	46.06	46.06	46.61	46.92	47.73	48.56
TiO ₂	1.01	0.45	1.55	0.46	1.11	1.23	0.58	0.65	1.23	0.66	0.72	1.56	0.25
Al ₂ O ₃	14.67	12.74	12.06	13.63	14.78	12.79	9.16	8.45	8.39	8.84	8.00	13.02	2.82
Fe ₂ O ₃	6.61	4.89	5.83	3.55	5.73	5.85	1.29	1.01	4.15	5.23	4.66	4.11	2.54
FeO	6.90	13.59	8.12	14.35	8.67	9.7	9.97	11.19	11.38	6.95	6.53	12.15	9.49
MnO	0.17	0.22	0.16	0.20	0.14	0.96	0.25	0.17	0.23	0.17	0.17	0.23	0.24
MgO	11.17	9.91	13.11	9.81	10.78	8.22	22.10	11.53	13.1	17.39	24.30	6.65	27.64
CaO	10.92	10.31	9.46	8.99	11.11	13.22	8.13	12.4	11.84	10.13	5.57	10.57	6.48
Na ₂ O	2.20	0.40	2.33	0.66	2.10	1.70	1.30	1.00	1.48	1.92	1.15	1.97	0.34
K ₂ O	0.59	1.15	0.93	1.47	0.24	0.22	0.20	2.01	0.58	0.80	1.06	0.33	0.01
P ₂ O ₅	0.50	0.99	0.21	0.45	0.19	0.39	0.12	2.65	0.31	0.24	0.16	0.25	0.07
п.п.п.	3.16	2.92	2.4	2.57	0.95	1.06	1.20	2.88	1.25	1.06	0.82	1.43	1.56
U	0.09	0.40	-	-	0.12	0.14	0.42	0.47	0.09	<0.02	0.02	-	<0.02
Th	0.41	1.25	-	-	0.28	0.38	0.64	3.92	0.43	0.18	0.26	-	0.12
Ba	355	151	-	-	150	34	<10	3755	222	76	237	-	<10
Sr	520	410	-	-	878	146.7	55	1053	386	171	163	-	21
La	33.57	25.04	-	-	9.50	12.67	2.84	151.81	13.01	6.83	21.58	-	2
Ce	74.13	71.66	-	-	22.03	36.58	7.30	359.25	37.48	22.46	60.18	-	5.37
Pr	9.91	10.28	-	-	3.23	5.37	1.06	49.68	6.33	3.87	8.27	-	0.86
Nd	41.49	43.39	-	-	14.12	23.33	4.94	202.04	29.4	17.95	31.02	-	4.29
Sm	8.54	9.20	-	-	3.22	5.95	1.50	29.81	7.17	3.99	4.85	-	1.26
Eu	2.36	1.80	-	-	1.15	1.64	0.71	5.62	1.55	1.18	1.13	-	0.36
Gd	8.14	9.56	-	-	3.24	6.59	2.09	17.96	7.48	4.08	4.08	-	1.45
Tb	1.18	1.60	-	-	0.48	1.16	0.36	2.23	1.13	0.59	0.58	-	0.22
Dy	6.01	8.81	-	-	2.28	7.06	2.15	6.21	5.84	3.17	2.28	-	1.27
Ho	1.28	1.85	-	-	0.41	1.58	0.46	0.96	1.17	0.64	0.42	-	0.26
Er	3.85	5.52	-	-	1.12	4.95	1.32	не опр.	3.42	1.84	1.27	-	0.75
Tm	0.51	0.78	-	-	0.13	0.73	0.18	0.28	0.45	0.24	0.14	-	0.1
Yb	3.38	5.13	-	-	0.80	4.81	1.18	1.92	2.87	1.56	0.92	-	0.66
Lu	0.52	0.76	-	-	0.11	0.74	0.18	0.27	0.41	0.22	0.13	-	0.1
Zr	37.89	70.41	-	-	29.38	83.04	36.91	29.48	70.74	43.3	62.99	-	10.63
Hf	1.17	2.20	-	-	0.88	2.07	1.06	1.28	2.38	1.38	1.57	-	0.4
Ta	0.33	0.30	-	-	0.32	0.52	<0.2	0.55	0.35	<0.2	0.25	-	<0.2
Nb	5.36	1.41	-	-	3.00	8.75	1.39	12.09	6.50	3.57	4.52	-	0.25
Y	32.61	47.11	-	-	10.00	40.04	10.53	25.04	30.04	15.45	9.34	-	6.44
Sc	33.63	51.19	-	-	32.75	56.46	31.81	25.95	53.84	52.32	30.29	-	30.38
(La/Yb) _N	6.72	3.30	-	-	8.02	1.78	1.63	53.45	3.06	9.45	15.84	-	1.86
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.52	28.31	7.78	29.63	13.32	10.40	10.75	13.00	6.82	13.39	11.11	8.35	12.96
CaO/TiO ₂	10.81	22.91	6.10	19.54	10.01	10.75	11.71	19.08	9.63	15.35	7.74	6.78	26.43
CaO/Al ₂ O ₃	0.74	0.81	0.78	0.66	0.75	1.03	1.09	1.47	1.41	1.15	0.70	0.81	2.04

Примечание. 1, 2, 4, 5, 8, 10, 14 – коматиитовые метабаазальты; 3, 9, 16 – пикритовые метабаазальты; 6, 12, 15, 17–19 – толеитовые метабаазальты; 7, 11, 13 – метакоматииты; 20 – средний состав толеитового метабаазальта сугамского гранулитового комплекса.

теризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ [(La/Yb)_N = 4–8] при примерно 50-кратном увеличении содержаний легких РЗЭ по отношению к хондриту (рис. 8а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 9) метатолеиты метабаазит-эндербитовой ассоциации отличаются от толеитовых базальтов N-MORB [48] и толеитовых базальтов Курильской островной дуги [1] повышенным содержанием Ba, Nb, La, Ce, Nd, P, что, вероятно, косвенно характеризует геохимические особенности корообразующей мантии рассматриваемого региона.

Высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава

Высокомагнезиальные сланцы (двупироксен-оливиновые, двупироксен-амфиболовые) занимают в составе нижней толщи около 5 % ее объема. Они обычно образуют маломощные (не более 10 м, редко десятки метров) прослои и линзы, залегающие согласно полосчатости вмещающих их эндербитов. На этом основании можно предполагать их исходное вулканогенное происхождение. Не исключено,

Таблица 2. (Продолжение).

Э- 17/175	Э- 37/313	Э- 37/319	Э- 32/284	Э- 40/337	Э- 14/126	
14	15	16	17	18	19	20
Кристаллосланцы двупироксеновые						
48.04	50.34	50.72	51.65	52.29	53.9	49.83
1.01	1.94	2	0.94	0.85	0.45	1.65
16.20	14.5	15.44	15.79	14.02	14.53	13.98
4.24	1.6	3.78	2.45	3.09	2.7	5.00
7.66	11.04	8.58	7.45	7.54	7.33	10.09
0.14	0.16	0.14	0.13	0.16	0.17	0.22
9.18	5.09	5.18	7.35	8.02	7.12	6.31
9.00	8.64	8.58	9.34	9.35	8.99	9.72
2.59	3.63	3.37	3.18	3.18	3.3	2.53
0.89	1.24	1.22	0.72	0.84	0.47	0.38
0.21	0.68	0.87	0.24	0.31	0.24	0.25
0.84	1.14	0.12	0.76	0.35	0.8	0.05
0.04	-	0.1	<0.02	0.23	0.03	-
0.24	-	0.79	0.12	1.15	0.3	-
365.10	-	821.96	482	134.04	177	199.0
618	-	515	587	358	288	150
13	-	56	14	40	10	9
34.81	-	122.15	29.73	95.19	26.23	20.3
5.64	-	15.62	4.14	12.66	4.11	-
25.7	-	63.55	17.71	49.71	17.19	13.8
5.87	-	12.09	3.87	9.23	3.74	4.2
1.69	-	3.06	1.64	2.29	1.08	1.4
5.72	-	11.32	3.82	7.42	3.67	-
0.88	-	1.77	0.62	1.04	0.6	0.95
4.39	-	7.83	3.21	4.35	3.19	-
0.87	-	1.55	0.66	0.75	0.66	-
2.48	-	4.6	1.97	2.25	1.92	-
0.31	-	0.58	0.26	0.26	0.27	-
1.99	-	3.62	1.67	1.64	1.76	3.1
0.28	-	0.51	0.25	0.23	0.27	0.46
54.88	-	55.52	44.43	18.85	44	94.33
1.64	-	2.06	1.24	0.93	1.45	-
0.52	-	0.95	0.43	0.56	<0.2	-
4.97	-	21.35	6.61	10.47	1.98	6.1
20.35	-	39.9	16.36	19.14	16.15	29.66
42.08	-	28.98	31.57	34.31	33.34	-
4.44	-	10.01	5.68	16.50	3.96	-
16.04	7.47	7.72	16.80	16.49	32.29	8.47
8.91	4.45	4.29	9.94	11.00	19.98	5.89
0.56	0.60	0.56	0.59	0.67	0.62	0.70

что часть этих прослоев первоначально была представлена силлами. Представительные анализы высокомагнезиальных сланцев основного и ультраосновного состава приведены в табл. 2. На классификационной диаграмме $Al_2O_3/TiO_2 - MgO$ [17] (рис. 10) высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава джугджурского комплекса располагаются в полях коматиитов и коматиитовых базальтов коматиитовой серии, а также в поле базальтов пикритовой серии. Метавулканииты коматиитового и коматиит-базальтового составов выделяются и на классификационной диаграмме Дженсена [41], рассмотренной выше (рис. 5).

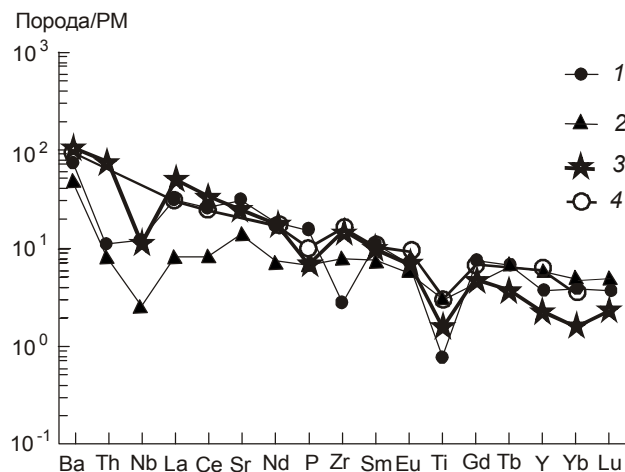


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма для метаандезитов базальт-андезитовой ассоциации.

1 – метаандезиты джугджурского комплекса, 2 – андезиты Курило-Камчатской островной дуги [35], 3 – состав архейских “серых гнейсов” [44], 4 – метаандезиты суннагинского комплекса. Нормировано по составу примитивной мантии [48].

Метакоматииты джугджурского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород [13]: содержание MgO в них больше 18 мас. % (22.16–27.6 мас. %), содержание $TiO_2 < 1$ мас. % (0.25–0.72 мас. %) (табл. 2 ан. 7, 11, 13). Магнезиальность ($Mg \# = Mg/Mg+Fe$) метакоматиитов варьирует в пределах 0.78–0.81, средние отношения в них Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 составляют 12.27 и 1.23, соответственно, что позволяет относить их к Al-деплементированному (барбертонскому) типу коматиитов.

Концентрации MgO в коматиитовых метабазах ($MgO < 18$ мас. %) – 9.18–17.39 мас. % (табл. 2, ан. 1, 2, 4, 5, 8, 10, 14) при магнезиальности 0.64–0.77. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых метабазах растет содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве клинопироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают отношениями $CaO/Al_2O_3 = 0.56–1.47$; $Al_2O_3/TiO_2 = 13.0–29.63$.

По спектрам распределения РЗЭ среди метакоматиитов и метакоматиитовых базальтов выделено две группы. Первая группа коматиитов характеризуется слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N = 1.63–1.86$] при слабом обеднении ТРЗЭ – $(Gd/Yb)_N = 1.43–2.13$ (рис. 8б). Вторая группа коматиитов и коматиитовых базальтов обладает сильно фракционированным спектром распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N = 15.84–53.45$] (рис. 10в) при заметном обогащении ЛРЗЭ – $(Ce/Yb)_N = 3$ и обеднении ТРЗЭ. Обогащение ЛРЗЭ

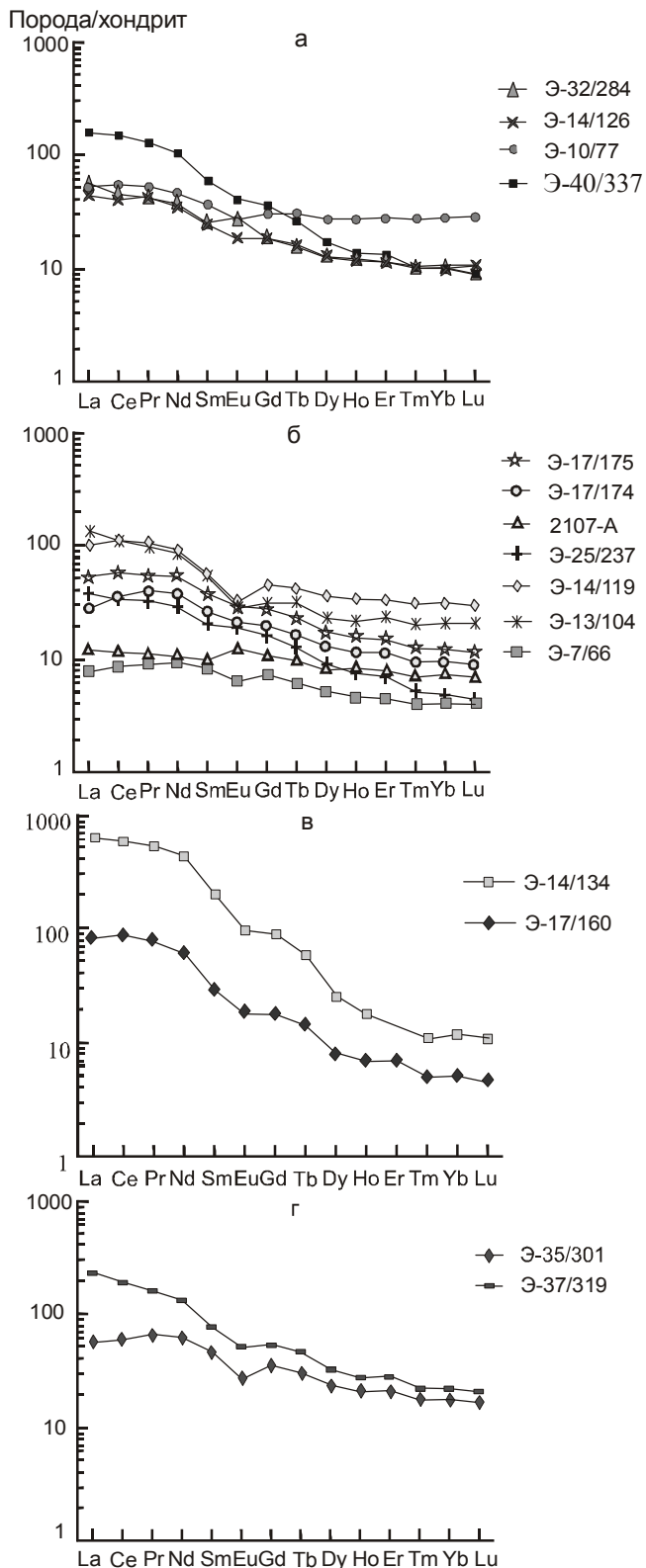


Рис. 8. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [40], в метавулканитах коматиит-толеитовой серии джугджурского гранулитового комплекса.

а – толеитовые метабазациты; б – метакоматииты (образцы 2701-А и Э-7/66) и коматиитовые метабазациты (обр. Э-17/174, Э-17/175, Э-25/237, Э-14.119, Э-13.104), группы I; в – коматиит (обр. Э-17/160) и коматиитовый метабазацит (обр. Э14/134 группы II); г – пикритовые метабазациты.

коматиитов второй группы объясняется мантийным метасоматозом, проявившимся локально, незадолго до плавления мантийного очага. $(Gd/Yb)_N$ отношения двух групп коматиитов, варьирующие в пределах 1.43–3.58, подтверждают заключение, сделанное выше на основе петрохимических характеристик, об отнесении метакоматиитов джугджурского комплекса к барбертонскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более [45].

Из мультиэлементной диаграммы (рис. 11) следует, что коматииты первой группы джугджурского комплекса обогащены по сравнению с фанерозойскими коматиитами о. Горгона Th, La и Ce [43]. Обогащение этими элементами отмечается и для раннеархейских коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон [42]. Это может свидетельствовать об обогащенности раннедокембрийской мантии под континентами радиоактивными элементами и легкими РЗЭ в сравнении с фанерозойской мантией Тихого океана. Ранее такое предположение было высказано в работе [20]. Ниобиевая положительная аномалия является общей для всех указанных коматиитов.

В коматиитовых метабазацитах обеих групп наблюдается общее увеличение содержаний РЗЭ. Содержание легких РЗЭ в метакоматиитовых базальтах первой группы превышает хондритовые в 30 раз (рис. 8б, обр. Э-17/174), а во второй группе оно достигает 600-кратного увеличения (рис. 8в, обр. Э-14/134). Наряду с РЗЭ, в обр. Э-14/134 отмечаются повышенные содержания К, Th и Р (табл. 2, ан. 9), что подтверждается присутствием в породе бурого биотита, равновесного с другими породообразующими минералами, и апатита в повышенных количествах.

Как было показано выше, метакоматииты джугджурского комплекса относятся к Al-деплементированному типу. Это позволяет считать, что в рестите первичного расплава присутствовал гранат. Последнее определяет глубину мантийного магматического очага, в соответствии с экспериментами [38, 47], около 200 км. При дальнейшем подъеме мантийного плюма, с падением температуры и давления, на глубине менее 200 км плавление будет происходить под контролем оливина.

Определение термодинамических условий формирования исходных расплавов метакоматиитов существенно затруднено наложенным гранулитовым

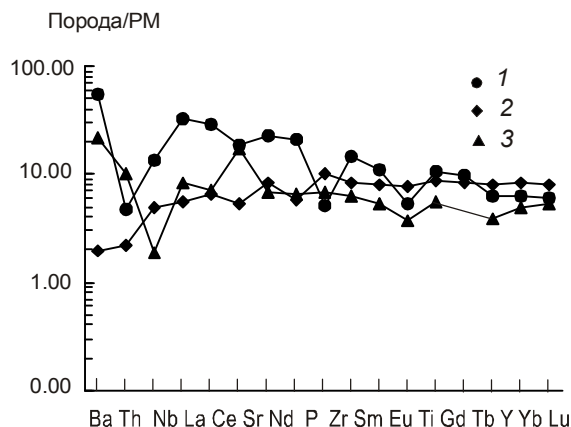


Рис. 9. Мультиэлементная диаграмма для средних составов базальтов.

1 – толеитовые метабазаальты джугджурского комплекса, 2 – N-MORB, 3 – толеитовые базальты Курильской островной дуги [1]. Нормировано по составу примитивной мантии [48].

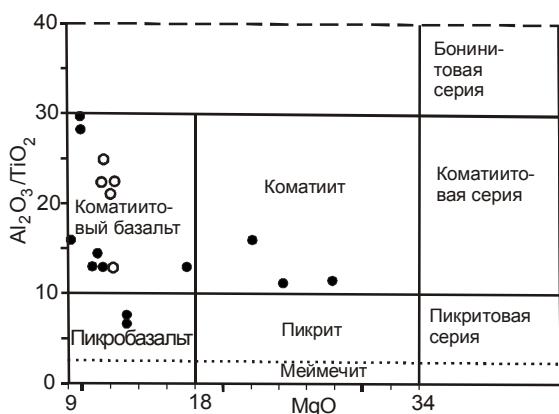


Рис. 10. Дискриминационная диаграмма для высокомагнезиальных метавулканитов [17].

Темные кружки – джугджурский комплекс, светлые кружки – суннагинский комплекс.

метаморфизмом. Эти трудности обусловлены утратой первичных структурно-текстурных особенностей и отсутствием реликтовых минералов. Принципиальным является вопрос установления некумулятивного первичного состава коматиитов. Использование диаграмм плавления мантийного лерцолита [29] с применением соотношений содержания MgO мас. % в метакоматиитах и их магнезиальности $Mg \# = Mg/(Mg + Fe)$ свидетельствует о том, что из имеющихся образцов метакоматиитов джугджурского комплекса первичным расплавам соответствуют образцы 2107-А и Э-17/160 (табл. 2, ан.7,11), в то время как первичный расплав обр. Э-7/66 (табл. 2, ан. 13) содержал значительную примесь кумулятивного оливина.

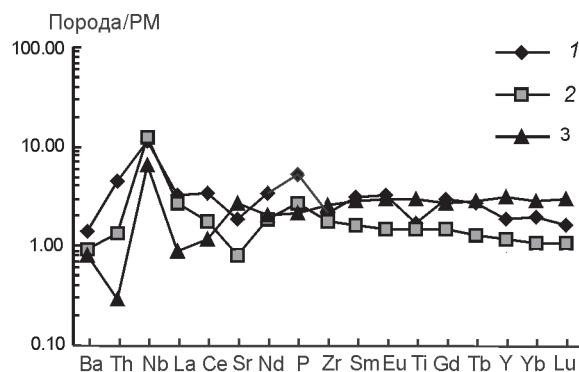


Рис. 11. Мультиэлементная диаграмма для метакоматиитов группы I джугджурского комплекса.

1 – метакоматииты джугджурского комплекса, 2 – коматииты архейского зеленокаменного пояса Барбертон [45], 3 – меловые коматииты о. Горгона (Тихий океан) [43]. Нормировано по составу примитивной мантии [48].

Пользуясь диаграммами плавления мантийного лерцолита [29], можно определить приблизительные термодинамические параметры формирования первичных коматиитовых расплавов джугджурского комплекса. Для обр. 2107-А (табл. 2, ан. 7, $MgO = 22.16$ мас. %, $Mg \# = Mg/(Mg + Fe) = 0.78$) установлено: $P = 32$ кбар, $T = 1580^\circ C$, степень частичного плавления – 27 %, минералы рестита – оливин и ортопироксен.

Для обр. Э-17/160 (табл. 2, ан. 11, $MgO = 24.3$ мас. %, $Mg \# = 0.8$) установлено: $P = 30$ кбар, $T = 1610^\circ C$, степень частичного плавления – 39 %, минералы рестита – оливин и ортопироксен.

Еще меньшие P-T параметры получены для первичных расплавов коматиитовых базальтов. Так, для образца Э-17/174 коматиитового метабазаальта (табл. 2, ан. 10, $MgO = 17.39$ мас. %, $Mg \# = 0.77$). С помощью вышеуказанных диаграмм установлены следующие параметры образования: $P = 18$ кбар, $T = 1330^\circ C$, степень частичного плавления – 25 %, минералы рестита – оливин, ортопироксен и клинопироксен. Полученные данные подтверждают модель образования исходных высокомагнезиальных лав джугджурского комплекса при частичном декомпрессионном плавлении поднимающегося мантийного плюма. Экспериментальные данные и термодинамические расчеты [7, 29] свидетельствуют о том, что менее магнезиальные исходные расплавы, в том числе и толеитовые базальты джугджурского комплекса, могли формироваться путем фракционирования высокомагнезиальных коматиитовых базальтов в промежуточных малоглубинных камерах.

Вопрос о термодинамических условиях формирования родоначальной пикритовой магмы для име-

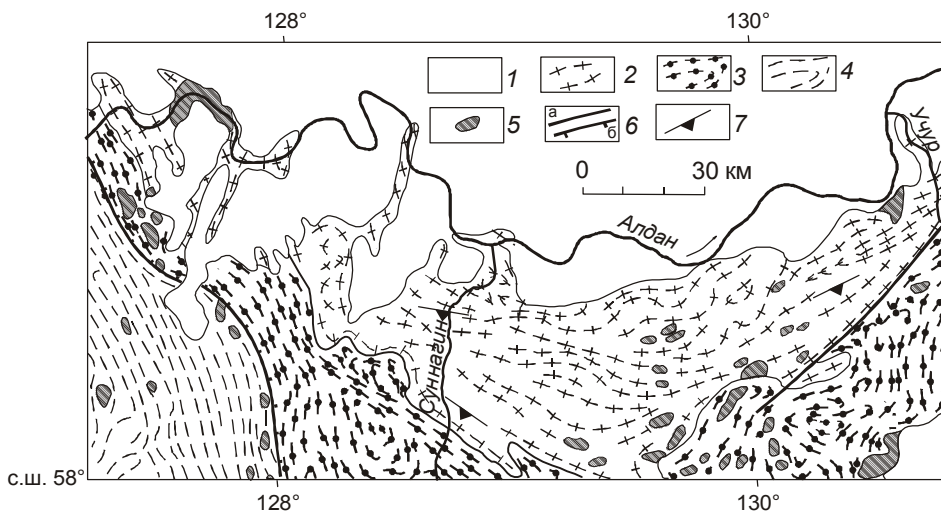


Рис. 12. Геологическая схема строения северной части Суннагинского блока [9] с упрощениями.

1 – отложения фанерозоя, 2 – гранулиты эндербит-базитовой ассоциации, 3 – гранулиты кюриканской свиты, 4 – гранулиты холболохского блока, 5 – палеопротерозойские гранитоиды, 6а – разломы, 6б – надвиги; 7 – ориентировка гнейсовидности в эндербитах.

ющихся трех образцов пикритовых metabазальтов (обр. Э-17/162, Э-35/301, Э-37/319, табл. 2) остается открытым из-за отсутствия в собранной полевой коллекции пород, соответствующих пикритам. Можно предполагать, что магматическим источником для пикритов служит тот же мантийный плюм, что и для коматиитов. Однако выплавление пикритовых расплавов происходит при меньших степенях плавления, нежели коматиитовых [18].

Sm-Nd систематика пород metabазит-эндербитовой ассоциации

Sm-Nd изотопные исследования пород metabазит-эндербитовой ассоциации были выполнены для дупироксеновых сланцев, отвечающих по исходному составу андезибазальтам. Химические составы этих сланцев представлены в табл. 1. Результаты Sm-Nd изотопных исследований приведены в табл. 3. Полученные величины значений $T_{(DM)}$ для изученных пород позволяют относить возраст формирования их протолитов к раннему протерозою. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ свидетельствуют о ювенильной природе расплавов андезибазальтов.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ СУННАГИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Суннагинский блок располагается в междуречье Тимптона и Учюра, являющихся правыми притоками р. Алдан (рис. 12). Геологическая структура Суннагинского блока рассматривалась М.З. Глу-

ховским и В.М. Моралевым [8] и др. в виде купола, ядро которого сложено эндербитами, содержащими прослой и линзы metabазитов. Этот комплекс пород выделен ими в качестве metabазит-эндербитовой ассоциации. Обрамление купола сложено супракрустальным комплексом (кюриканская свита), состоящим из гранат-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров, кварцитов и содержащим подчиненное количество прослоев дупироксеновых сланцев и эндербитов. Эти данные свидетельствуют о сходстве строения разреза суннагинского комплекса с вышеописанным джугджурским. Максимальные условия гранулитового метаморфизма супракрустального комплекса (кюриканская свита) Суннагинского блока соответствовали температуре 830°C и давлению 8.7 кбар [28]. Эти данные свидетельствуют о том, что Суннагинский блок относится к глубинным.

В метаморфической эволюции суннагинского комплекса М.З. Глуховский с коллегами [11] выделяют три главных палеопротерозойских магмо-метаморфических импульса: – 2.247, 2.007, 1.980 млн лет назад, считая при этом возраст его протолитов архейским, несмотря на отсутствие архейских изотопных датировок. По представлениям авторов настоящей работы, возраст протолитов суннагинского комплекса является раннепротерозойским. На это указывает изохронный Sm-Nd возраст по валовым пробам согласно залегающего тела metabазитов среди гнейсов западной части Суннагинского блока, составляющий 2247 ± 99 млн лет [11]. Эта

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопного изучения двупироксеновых сланцев джугджурского комплекса.

NN образцов	Nd (г/т)	Sm (г/т)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$T_{(DM)}$	$\epsilon_{\text{Nd}T}$
Э-17/158	26.38	5.45	0.511772	0.1248	2356	5.30
Э-17/159	43.13	7.77	0.511566	0.1089	2298	6.18
Э-35/296	16.96	3.28	0.511435	0.1169	2689	1.15

Примечание. Изотопные измерения Sm и Nd выполнены в Университете Хоккайдо, г. Саппоро (Япония), Г.М. Вовна под руководством проф. Д. Маеды на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262. Расчеты значений $\epsilon_{\text{Nd}T}$ приведены для $T=2400$ млн лет.

Sm-Nd изотопная датировка и определяет возраст протолитов суннагинского комплекса, т.к. ее значение, как известно, не зависит от более поздних тектонотермальных событий [34].

Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Представительные составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации приведены в табл. 4. На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 4) составы гранулитов суннагинского комплекса располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щелочности. Отдельные образцы обнаруживают несколько повышенное содержание щелочей и соответствуют трахибазальтам и трахиандезибаазальтам. Данные рис. 4 свидетельствуют о том, что метавулканы суннагинского комплекса представлены рядом базальт-андезибаазальт-андезит, при отсутствии кислых разновидностей. На классификационной диаграмме $\text{Al}-(\text{Fe}+\text{Ti})-\text{Mg}$ (рис. 5) гранулиты суннагинского комплекса располагаются в полях вулкаников известково-щелочной и комагитит-толеитовой серий.

Метавулканы известково-щелочной серии

В составе метавулкаников этой серии установлены метабаазальты, метаандезибаазальты (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (эндербиты). Эти метавулканы выделены в качестве базальт-андезитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 4. Метабаазальты, метаандезибаазальты и метаандезиты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %). Метаандезиты по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским андезитам группы II, по К.Конди [14], и характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.5$ (рис. 13).

Происхождение исходных андезитовых расплавов известково-щелочной серии Суннагинского блока рассматривается нами как результат частичного плавления более древней базитовой коры. Спектр распределения РЗЭ среднего состава сун-

нангинских метаандезитов обеднен тяжелыми РЗЭ (рис. 13). Это свидетельствует о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом, что позволяет рассчитать состав модельного расплава андезита с использованием экспериментальных данных М.Б. Вольфа и П.Дж. Уайли [3]. Средняя кремнеземистость метаандезитов Суннагинского блока составляет 62.6 мас. % (табл. 4, ан. 11). Этой кремнеземистости в эксперименте вышеуказанных авторов соответствуют следующие условия частичного плавления метабазитов (при заданном давлении $P=10$ кбар): $T=925^\circ\text{C}$, степень плавления 15 %, состав рестита (объем. %): гранат – 10, ортопироксен – 2, амфибол – 35, клинопироксен – 20, плагиоклаз – 18. Используя эти данные и содержания РЗЭ в природных образцах, рассчитан состав модельного состава андезита на основе известного соотношения Д. Шоу [50]. Весьма важным моментом при подобных расчетах является выбор источника исходных андезитовых расплавов. В нашем случае мы исходили из предположения, что таким источником могли служить метабаазальты, сходные по составу с толеитовыми метабаазальтами соседнего раннеархейского Нимнырского блока. Предполагается, что становление базитовых протолитов нимнырского комплекса (3335 ± 3 млн лет назад, [46]) сопровождалось процессами андерплейтинга и увеличением мощности древней базитовой коры и в соседних с Нимнырским блоком областях протоокеана, в том числе и под будущим Суннагинским блоком. Состав толеитового метабаазальта Нимнырского блока приведен в табл. 4 (ан. 12). Он принят нами в качестве магматического источника при выплавлении андезитовых расплавов суннагинского комплекса. Полученные результаты расчетов (рис. 13) показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам, что подтверждает принятые нами условия выплавления андезитовых расплавов суннагинского комплекса.

Таблица 4. Химические составы метабазитов и эндербитов суннагинского комплекса.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45.98	50.22	50.51	51.24	51.80	52.02	54.30	62.12	49.67	45.99	62.60	48.13
TiO ₂	1.01	0.59	0.51	0.54	0.43	0.56	1.09	0.64	0.61	0.85	0.62	0.55
Al ₂ O ₃	12.99	13.18	12.7	12.19	14.74	16.31	18.84	18.07	12.86	14.21	16.33	13.65
Fe ₂ O ₃	10.67*	8.92*	8.45*	8.90*	9.70*	8.79*	8.70*	5.58*	9.40*	3.50	7.84	11.30
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.65	-	8.37
MnO	0.18	0.17	0.19	0.20	0.21	0.19	0.13	0.10	0.20	0.18	0.12	0.18
MgO	12.25	11.43	11.48	12.30	7.84	7.88	2.90	1.75	12.00	10.38	1.98	11.95
CaO	11.68	10.61	10.29	10.08	9.67	9.80	7.36	4.43	10.43	11.73	5.62	10.42
Na ₂ O	2.09	3.15	2.96	3.03	3.16	3.16	4.47	4.98	2.97	2.48	3.76	1.45
K ₂ O	1.97	1.44	1.25	1.25	1.14	1.00	1.71	1.81	1.27	0.96	1.64	1.02
P ₂ O ₅	-	0.19	0.16	0.17	0.21	0.17	0.46	0.27	0.14	0.07	0.20	0.14
Ni	249	440	273	543	317	221	-	-	365	335	21	-
Co	50	50	52	50	40	42	-	-	52	-	-	-
Cr	1200	1650	1650	1760	930	600	-	-	1412	-	-	-
Rb	88	46	43	40	26	23	-	-	46	21	31	27
Sr	376	382	305	336	496	420	-	-	366	279	306	404
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	130	638	307
Y	25	20	21	25	34	23	-	-	21	15	27	19.04
Zr	50	23	70	86	52	59	-	-	57	70	177	35.50
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.60	22.00	3.34
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18.33	45.00	9.44
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.10	23.00	6.14
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.60	4.8010	2.20
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.61	1.30	0.85
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.78	4.10	2.73
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.45	1.90	2.25
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	1.70	2.33

Примечание. 1–5 – метавулканы коматиит-толеитовой серии: 1–4 – метабазальтовые коматииты, 5 – толеитовый метабазальт; 6–8 – метавулканы известково-щелочной серии: 6–7 – метабазальты, 8 – метаандезит, 9–11 – средние составы метавулканитов суннагинского комплекса: 9 – коматиитовые метабазальты (5 анализов), 10 – толеитовые метабазальты (14 анализов), 11 – метаандезиты (8 анализов) [9, 10, 23]; 12 – толеитовый метабазальт нимырского комплекса [30]. * – все железо в форме Fe₂O₃; “-” – элемент не определялся.

Метавулканы коматиит-толеитовой серии

Толеитовые метабазальты

Средний состав толеитовых метабазальтов суннагинского комплекса приведен в табл. 4. Толеитовые метабазальты, как следует из данных таблицы, отличаются повышенным содержанием MgO = 10.38 мас. % при магнезиальности 0.59. Отношения CaO/Al₂O₃, CaO/TiO₂, Al₂O₃/TiO₂ составляют, соответственно, 0.82, 13.8, 17.32 и понижены по сравнению с хондритовыми. Толеитовые метабазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ [(La/Yb)_N = 4.65] при примерно 20-кратном увеличении легких РЗЭ по отношению к хондриту.

Высокомагнезиальные сланцы

Представительные анализы высокомагнезиальных сланцев приведены в табл. 4. На классификаци-

онной диаграмме Al₂O₃/TiO₂–MgO [16] (рис. 10) и диаграмме Дженсена [41] (рис. 5) эти сланцы располагаются в полях коматиитовых базальтов. В имеющейся выборке анализов метакоматииты отсутствуют, что не исключает возможного их наличия в составе суннагинского комплекса. Концентрации MgO в коматиитовых метабазальтах (MgO < 18 мас. %) составляют 11.43–12.30 мас. % (табл. 4, ан. 1–4) при магнезиальности 0.69–0.73. Они обладают отношениями CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂, соответственно, 0.80–0.82; 12.86–24.90.

Экспериментальные данные и термодинамические расчеты [7, 29] свидетельствуют о том, что расплавы с вышеупомянутой магнезиальностью, в том числе и толеитовые базальты суннагинского комплекса могли формироваться путем фракционирования более магнезиальных коматиитовых базальтов в промежуточных малоуглубинных камерах.

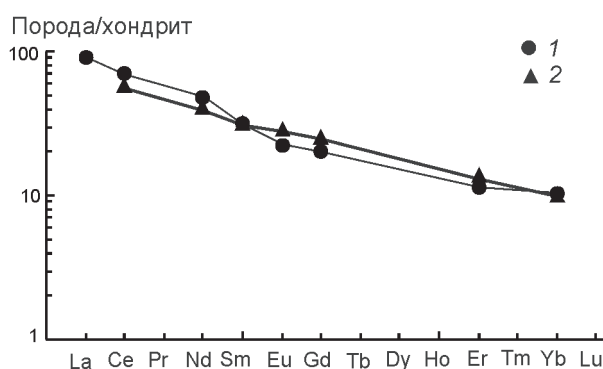


Рис. 13. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [40] в метаандезитах (ср. состав, табл. 4, ан 11) известково-щелочной серии метабазит-эндербитовой ассоциации Суннагинского блока.

1 – метаандезиты, 2 – распределение РЗЭ в модельном андезитовом расплаве. Коэффициенты распределения РЗЭ в минералах рестита приняты по Дж. Г. Арту [36].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАБАЗИТ-ЭНДЕРБИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ДЖУГДЖУРСКОГО И СУННАГИНСКОГО БЛОКОВ

Представленные выше материалы свидетельствуют о сходстве вещественного состава метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского и Суннагинского блоков, что позволяет наметить единую модель ее происхождения.

Важное значение при обосновании модели происхождения исходных расплавов “серых гнейсов” имеет изучение реальных разрезов нижних уровней сиалической коры. Замечательной особенностью этих разрезов, повторяющейся на всех континентах, является переслаивание исходных вулканитов коматиит-толеитовой и известково-щелочной серий (андезит-дацитовая ассоциация) [19]. Подобное положение исходных вулканитов в нижнекоровых сиалических разрезах может быть объяснено только с позиции мантийно-плюмовой модели.

В работе [20] на примере метабазит-эндербитового глубинного комплекса Сутамского блока Алданского щита было показано, что плюмовая модель формирования ранней сиалической коры, кроме раннего архея, может быть применена и для позднего архея. Принципиальное сходство исходного разреза джугджурского и суннагинского комплексов с описанным в [20] исходным разрезом верхнеархейского сутамского комплекса позволяет также принять для них плюмовую модель формирования вулканитов. Источником плюма служила деплетированная верхняя мантия. Модель формирования протолитов мета-

базит-эндербитовой ассоциации, по [20], включает две стадии. В первую стадию формируются вулканиты коматиит-базальтовой ассоциации при декомпрессионном частичном плавлении вещества обедненной мантии, поднимающегося в виде плюма. Во вторую стадию происходит образование вулканитов андезит-дацитовой ассоциации путем частичного плавления первичной базальтовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм.

По мнению авторов настоящей работы, известково-щелочной магматизм, заложивший сиалическую основу раннепротерозойского складчатого обрамления востока будущего Алданского щита, начал проявляться над обширным мантийным долгоживущим плюмом. Под воздействием его тепла нижняя часть первичной базальтовой коры была метаморфизована в температурных условиях амфиболитовой фации, а затем подверглась частичному плавлению. Поверхностным выражением этого процесса было возникновение серии океанических островных дуг, близких по времени своего образования. Эти серии океанических островных дуг служили источником сноса осадков в окружающие их, вероятно, мелководные моря.

Интенсивная вулканическая деятельность океанических островных дуг предопределила накопление мощных толщ андезитового состава с подчиненным количеством коматиитовых и базальтовых вулканитов, служивших протолитами нижних толщ джугджурского и суннагинского комплексов. Со снижением энергетической активности мантийного плюма прекратилось формирование магм коматиит-толеитовой серии и андезитовый магматизм стал доминирующим. Значительную роль в это время приобрели процессы терригенного и хемогенного осадконакопления с участием вулканического материала основного и среднего состава. Эти образования сформировали протолиты верхних толщ разрезов джугджурского и суннагинского комплексов. Для реконструкции геотектонических обстановок проявления магматизма в настоящее время используются диаграммы, основанные на использовании соотношений элементов-примесей в магматических породах современных геодинамических структур. Однако их применение для раннего докембрия не является корректным, на что указывали многие исследователи [14 и др]. Известные ограничения на использование таких диаграмм накладывает, во-первых, геохимическая и изотопная неоднородность мантии, а во-вторых – эволюция мантии во времени. Как считают многие исследователи, определенную информацию для установления геотектонической обстановки формирова-

ния вулканогенно-осадочных комплексов несет химический состав осадков. Тэйлор и Мак-Леннан [32] отмечали, что петрохимические особенности граувакк, в известной мере, зависят от тектонических обстановок формирования. Бхатия [37] на основе анализа химического состава песчаников современных геотектонических обстановок предложил ряд дискриминационных диаграмм. Одну из этих диаграмм $Al_2O_3/SiO_2-(Fe_2O_3_{общ.}+MgO)$ можно с некоторым приближением использовать для определения источников сноса материала граувакк. На диаграмме Бхатия средний состав гранат-биотитовых гнейсов (граувакковые алевролиты, табл. 21, ан.1 [28]) кюриканской толщи суннагинского комплекса располагается в поле океанических островных дуг (рис. 14).

Примечательно, что гранат-биотитовые плагиогнейсы Холболохского блока ([28], табл. 17, ан. 5), отделяющего Суннагинский блок от Алданского щита (рис. 1), на диаграмме Бхатия попадают в поле зрелых островных дуг (рис. 14). Это может свидетельствовать о том, что исходные отложения холболохского блока формировались на окраине Алданского протоконтинента, в отличие от Суннагинского, вулканогенно-осадочные исходные толщи которого принадлежат протоокеану.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований установлено следующее. Гранулитовые глубинные комплексы Джугджурского и Суннагинского блоков, представляющие, согласно петрологическим данным, нижнекоровые образования, состоят из двух толщ, из которых нижняя имеет исходную вулканогенную, а верхняя – вулканогенно-осадочную природу. Нижняя толща представлена исходными вулканитами двух доминирующих петрохимических серий: известково-щелочной и коматиит-толеитовой. Исходные вулканиты этих серий имеют различные магматические источники, но близки по времени излияния на поверхность Земли в дометаморфический период, о чем свидетельствует их переслаивание в составе одной толщи.

Представленные модели генезиса пород коматиит-базальтовой и известково-щелочной серий позволяют наметить единую модель формирования исходных магматических протолитов джугджурского и суннагинского комплексов. По представлениям авторов, эта модель включает две стадии. Первая стадия связывается с началом подъема мантийного плюма и его декомпрессионного частичного плавления. При этом Al-деплементированный состав метакватиитов свидетельствует о том, что глубина за-

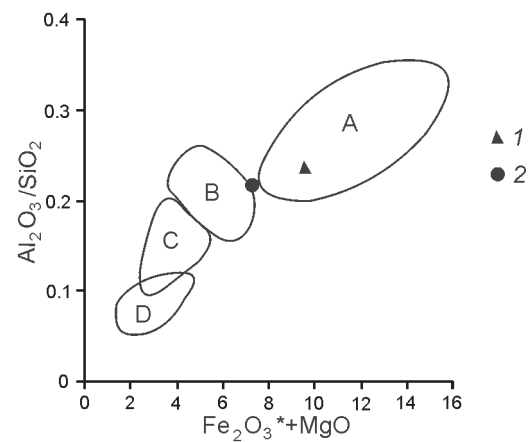


Рис. 14. Дискриминационная диаграмма для песчаников [37].

Поля характеризуют песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – зрелые островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина; 1 – гранат-биотитовые гнейсы кюриканской толщи, 2 – гранат-биотитовые гнейсы холболохской толщи.

рождения мантийного плюма была более 200 км. По мере подъема мантийного плюма происходило отделение коматиитовых расплавов на глубинах около 100 км, а коматиитовых базальтов – на глубинах 50–60 км. В промежуточных камерах на малых глубинах дифференциация коматиитовых базальтов приводила к появлению толеитовых базальтов. Во вторую стадию происходило формирование вулканитов известково-щелочной серии за счет частичного плавления более древней базитовой коры. Предполагается, что по своим геохимическим особенностям эти базиты были близки исходным толеитам Сутамского блока Алданского щита для джугджурского комплекса и толеитам Нимырьского блока – для суннагинского комплекса. Метаморфизм, а затем плавление этой базитовой коры происходили под влиянием тепла внедрившихся в нее расплавов, отделившихся от мантийного плюма, а также в результате общего подъема геотерм, сопровождавшего подъем плюма. При различных степенях плавления этой коры и были сформированы исходные расплавы базальтового, андезитобазальтового и андезитового состава известково-щелочной серии. Поверхностным выражением этих процессов было возникновение серии океанических островных дуг, близких по времени своего образования, пояс которых окаймлял Алданский протоконтинент на востоке. Последующие импульсы магматической деятельности

долгоживущего мантийного плюма с проявлениями гранитоидного магматизма и метаморфизма 2007 и 1980 млн лет назад [10, 11] привели к континентализации земной коры пояса архипелагов океанических островов и превращению его в структуру континентального типа.

Имеющиеся данные по Sm-Nd изотопным исследованиям свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте протолитов изученной гранулитовой метабазит-эндербитовой ассоциации и их ювенильной природе.

Представленные материалы меняют существующие представления как о возрасте пород Джугджурского и Суннагинского блоков, считавшихся ранее архейскими, так и об их тектонической природе. Авторы полагают, что эти блоки не входят в состав архейского Алданского щита, а являются составной частью раннепротерозойской складчатой области, обрамляющей его на востоке. Следует отметить, что раннепротерозойский этап ювенильного корообразования недавно выделен и в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона [33].

Авторы благодарны А.Д. Ножкину и В.А. Макрыгиной за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению содержания статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.А., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 258 с.
2. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
3. Вольф М.Б., Уайли П. Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100–115.
4. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист N-52-VI. М., 1969.
5. Геологическая карта СССР. 1:200000 Лист N-53-I. М., 1969.
6. Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 44–45.
7. Гирнис А.В., Рябчиков И.Ф., Богатиков О.А. Генезис коматитов и коматитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.
8. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М. Гонамский эндербитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции // Геотектоника. 2001. № 5. С. 10–25.
10. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М. и др. Новые данные об изотопном U-Pb возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 782–786.
11. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Sm-Nd и U-Pb возраст даек метабазитов гранулитогнейсовой области Алданского щита (к проблеме длительности процессов палеопротерозойского термотектогенеза) // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 6. С. 788–793.
12. Кепежинский К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.
13. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
14. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
15. Конди К., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
16. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. СПб., 2003. 78 с.
17. Куликов В.С., Куликова В.В. Новый подход к классификации высокомагнезиальных пород // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 111–112.
18. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 438 с.
19. 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.
20. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Ранняя сиалическая кора континентального обрамления Тихого океана // Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 85–98.
21. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М. и др. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
22. Мишкин М.А., Вовна Г.М., Ленников А.М. и др. Нижнекоревая раннепротерозойская метабазит-эндербитовая ассоциация Джугджурского блока (Алданский щит): ее исходная природа и генезис протолитов // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 3. С. 373–378.
23. Моралев В.М., Глуховский М.З., Лебедев А.И. и др. Геохимические особенности основных гранулитов и их значение для структурного анализа метаморфических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 51–58.
24. Мошкин В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Л., 1962. 25 с.
25. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортзитовая формация // Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. С. 218–228.
26. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортзитов Джугджура // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
27. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск, 1993. 223 с.

28. Ранний докембрий Южной Якутии М.: Наука, 1986. 275 с.
29. Рябчиков И.Ф., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 645–638.
30. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 153–165.
31. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd датирование анортозитов Джугджура // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 964–968.
32. Тейлор С.М., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
33. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 6. С. 810–815.
34. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
35. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
36. Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1971. V. 4, N. 1. P. 41–47.
37. Bhatia H.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
38. Bickle M.I., Ford C.E., Nisbet E.A. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high pressure melting experiments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 37. P. 97–106.
39. Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.
40. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth elements abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42, N 8. P. 1199–1212.
41. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
42. Jochum K.P., Arndt N.T., Hofman A.W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 272–289.
43. Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. 1996. V. 37. P. 245–260.
44. Martin H. The Arhean grey gneisses and the genesis of continental crust // Arhean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 205–259.
45. Nesbitt R.W., Bor-Ming Iahn, Parvis A.C. Komatiites: an early Precambrian phenomenon. I. // Volcanol. Geoterm. Res. 1982. V. 14. P. 31–45.
46. Nutman A.P.? Chernyshev I.V., Baadsgaard H. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precamb. Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
47. Ohtani E., Kawabe I., Moriyama I. et al. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // Contribs. Mineral. and Petrol. 1989. V. 103. P. 263–269.
48. Rollinson R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Scientific and Technical. 1993. 352 p.
49. Sighinolfi G.P. Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1971. V. 35, N 10. P. 1005–1021.
50. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 34, N 2. P. 331–340.
51. Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contribs. Mineral. and Petrol. 1978. V. 65, N 3. P. 301–325.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

M.A. Mishkin, G.M. Vovna

The origin of the deep metamorphic complexes of the Early Proterozoic fold framing, eastern part of the Aldan shield

It is shown that the base of the geologic section of the deep Early Proterozoic Dzhugdzhur and Sunnagin complexes is made up of the metabasite-enderbitic association. According to the patterns of distribution of the main rock-forming elements and trace elements, volcanics of the calc-alkaline and komatiite-tholeiitic series are the dominant protoliths of the association rocks. The accepted model of formation of the initial volcanics includes two stages. The first stage provides decompressional partial melting of the substance of the ascending mantle plume attended by the formation of melts of the komatiite-tholeiitic association. The second stage involves the formation of volcanics of the calc-alkaline series by partial melting of the initial metabasite crust due to the heat of the ascending mantle plume. The formation of the protoliths of the metabasite-enderbitic association occurred in the Early Proterozoic.

***Key words:* metabasite-enderbitic association, petrology, geochemistry, calc-alkaline series, komatiite-tholeiitic series, plumes, the Far East.**