

УДК 549.731.14+551.24.055

МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ В АРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТАХ СУТАМСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

© 2009 г. З. Г. Бадрединов, О. И. Шарова, О. В. Авченко,
член-корреспондент РАН В. Г. Сахно, М. А. Мишкин, Г. М. Вовна, А. А. Карабцов

Поступило 14.10.2008 г.

До настоящего времени детальному изучению парагенезисов железо-титановых оксидов, распространенных в метаморфических породах, уделяется мало внимания. А между тем при целенаправленном подходе, с использованием возможностей реконструирования первичного состава железо-титановых оксидов, они могут дать много ценной информации в отношении величины температуры и окислительного потенциала, существовавших в момент метаморфизма. Особое значение приобретает изучение этих минералов, когда они находятся в древних метамагматических породах. В этом случае, если допустить незначительное изменение потенциала кислорода в этап метаморфизма, можно получить величину окислительного потенциала образования протолита метамагматических пород. Это дает возможность подойти к оценке и эволюции кислородного режима земной коры ранних эпох развития нашей планеты. В настоящей работе подобная задача решается на основе тщательного петрологического изучения магнетит-ильменитовых равновесий, распространенных в эндербитах сутамского метаморфического комплекса.

Сутамский комплекс, слагающий одноименный блок на юге Алданского щита в бассейне р. Сутам (рис. 1), впервые выделен А.А. Маракушевым на основании петрологических данных, указывающих на глубинные высокобарические условия регионального метаморфизма, проявленного в этом блоке [1]. Согласно [2, 3], в строении сутамского комплекса участвуют две толщи: нижняя, состоящая преимущественно из гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) с подчиненным количеством метабазитов, и верхняя, состоящая из переслаивания гиперстеновых плагиогнейсов с гранатовыми, гранат-биотитовыми

плагиогнейсами и гранат-силлиманит-кордиеритовыми, гиперстен-силлиманитовыми гнейсами и кварцитами. Реконструкция первичной природы высокометаморфизованных пород нижней и верхней толщ комплекса [2, 3] позволила установить, что в составе нижней толщи преобладают вулканиты известково-щелочной петрохимической серии – андезиты, дациты, риодациты (андезит-дацитовая ассоциация). Незначительную часть объема пород толщи (не более 10%) составляют вулканиты коматиит-толеитовой петрохимической серии, представленные перидотитовыми коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами (коматиит-базальтовая ассоциация). Исходный состав верхней толщи реконструируется как переслаивание вулканитов андезит-дацитовой ассоциации с граувакками, пелитами, вулканокластами, а также хемогенно-осадочными породами –

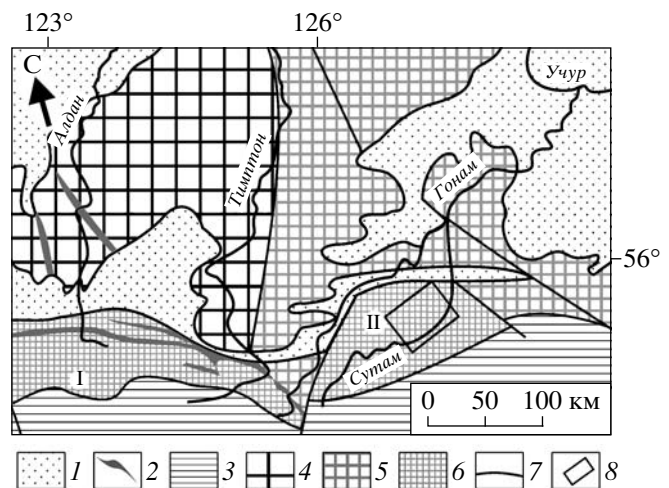


Рис. 1. Тектоническая схема Алданского щита. 1 – отложения платформенного чехла; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – Становая складчатая область; 4–6 – Алданский щит: 4 – Западно-Алданская гранулитогнейсовая область, 5 – Восточно-Алданская гранулитогнейсовая область, 6 – глубинные гранулитовые блоки южной окраины (I – Зверевский, II – Сутамский); 7 – разрывные нарушения; 8 – район отбора образцов.

Таблица 1. Химический состав эндрбитов сутамского комплекса, мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
М-51-Б-1	55.65	0.70	14.68	4.15	2.28	0.05	7.08	9.42	4.23	0.58	0.11	0.79	99.72
М-76-Г	59.17	0.90	16.65	5.39	2.96	0.09	3.08	6.28	3.94	0.76	0.35	0.53	100.10
37-Д	60.36	1.03	14.64	8.45	1.94	0.17	2.81	4.51	3.25	0.87	0.36	0.00	98.39
М-90-А	61.65	0.88	17.15	3.58	2.24	0.06	2.01	4.63	3.92	2.84	0.42	0.62	100.00
М-65-А	62.00	1.25	15.90	5.51	1.12	0.09	4.32	4.49	3.83	0.83	0.33	0.81	100.48
М-85-Б	62.61	0.98	16.35	4.30	1.00	0.08	2.33	4.16	3.69	3.12	0.47	0.91	100.00
М-57-А	62.44	1.32	15.16	5.85	0.66	0.11	3.53	4.95	4.09	1.15	0.59	0.15	100.00
М-86-Б	66.64	0.44	16.37	1.79	2.16	0.06	1.56	3.45	4.04	3.02	0.28	0.18	99.99
М-87-А	67.97	0.50	15.69	3.29	0.47	0.06	1.69	3.58	3.68	2.57	0.22	0.28	100.00
46-Б	68.17	0.41	16.40	2.03	1.34	0.05	1.11	3.85	3.75	1.11	0.25	0.35	98.82
33-Д	71.00	0.32	14.25	3.85	0.00	0.07	2.69	5.63	1.47	0.35	0.00	0.00	99.63
47-А	72.90	0.66	12.40	2.65	0.94	0.03	2.26	4.42	2.17	0.50	0.36	0.67	99.60

Примечание. Анализы пород выполнены методом “мокрой химии” в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

кремнистыми, железисто-кремнистыми, кремнисто-карбонатными и карбонатными.

Возраст протолита метаморфических пород сутамского комплекса оценивается в 3.1 млрд. лет на основании Sm–Nd- [4] и U–Pb- [5] изотопных определений, а возраст гранулитового метаморфизма по данным Rb–Sr-изотопии составляет 2.9 млрд. лет [6].

Метаморфизм пород сутамского комплекса по своим параметрам отвечает гранулитовой фации с давлениями, достигающими значений 9 кбар [7]. Однако более поздние исследования [8, 9] показали, что такие высокие давления характерны только для части пород сутамского комплекса, слагающей тектонический блок в среднем течении р. Сутам. Другая часть пород комплекса, распространенная в верховье р. Сутам, претерпела метаморфизм при давлении $P = 7-8$ кбар и температуре $T = 750-810^\circ\text{C}$. В настоящем сообщении приводятся результаты исследований пород относительно низкобарного блока нижней толщи сутамского комплекса, значение общего давления для которого принималось равным 7.5 кбар.

Все изученные метаморфические породы, судя по присутствующему в них сквозному парагенезису ортопироксена, плагиоклаза и кварца, представлены эндрбитами. Эндрбиты имеют преобладающую гранобластовую, лепидогранобластовую структуры и массивную или полосчатую текстуру. Кроме указанных минералов, в них иногда могут присутствовать гранат, амфибол, клинопироксен и биотит. По особенностям химического состава эндрбиты соответствуют первично вулканоген-

ным породам андезито-дацитового ряда с соотношением главных петрогенных компонентов, характерным для вулканитов известково-щелочной серии (табл. 1).

Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом с отчетливо выраженными структурами распада твердых растворов. Обычно ильменитовых зерен в породе больше, чем магнетитовых. Титаномагнетит образует в породах отдельные зерна размером от 0.2 до 3 мм, как правило, с хорошо проявленной октаэдрической формой кристаллов, а также встречается в сростках с ильменитом. Границы титаномагнетита и ильменита с породообразующими минералами четкие, без следов замещения. Структуры распада титаномагнетитов представлены магнетитовой матрицей и включенными в нее выделениями ильменита. В некоторых кристаллах магнетита присутствует ильменитовая кайма по периферии зерна, тогда как в других наблюдаются грубые полосы ильменита внутри кристаллов магнетита, приуроченные к плоскостям {111}, что свидетельствует об образовании такого магнетита и ильменита в процессе распада первичного титаномагнетита. Количество полос и их ширина могут быть различными. Удивителен чисто магнетитовый состав матрицы распавшихся кристаллов титаномагнетита: концентрация оксида титана в ней не превышает 0.01 мас. % (табл. 2).

Ильмениты являются преобладающей рудной фазой в описываемых породах. Они слагают кристаллы размером от долей до 3 мм, равномерно

Таблица 2. Состав магнетитовой матрицы распавшихся кристаллов титаномагнетита по данным сканирования на рентгеновском микроанализаторе, мас. %

№ обр.	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	Сумма
46-Б	–	–	0.28	–	68.66	31.04	–	–	99.98
М-90-А	–	–	1.74	–	68.25	31.06	–	–	100.05
М-51-Б-1	–	–	0.67	–	66.18	31.53	–	–	98.38
М-86-Б	–	–	0.53	0.75	66.60	31.32	–	–	99.20
М-87-А	–	–	0.59	–	68.35	31.05	–	–	99.99

Примечание. Химический состав минералов определен на рентгеновском микроанализаторе марки JXA-8100, оснащенный энергодисперсионным анализатором INCA (модель 7412). Прочерк – содержание элемента ниже чувствительности прибора – 0.01 мас. %. Концентрации Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрическому составу.

Таблица 3. Валовые составы (мас. %) титаномагнетитов, полученные методом растровой съемки и палеточного реинтегрирования

№ обр.	TiO ₂	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	ZnO	Сумма	X _{Usp}	X _{Mt}
46-Б	7.40	0.23	1.18	57.54	32.60	0.19	0.27	0.06	99.47	0.201	0.799
51-А-1	6.59	0.56	–	58.89	32.98	–	0.12	–	99.57	0.181	0.819
М-90-А	12.28	0.50	–	52.33	33.56	–	0.76	–	99.43	0.312	0.688
М-51-Б-1	12.73	0.50	–	51.63	34.80	–	0.18	–	99.84	0.328	0.672
М-86-Б	4.02	0.49	0.69	61.51	32.29	–	0.14	–	99.14	0.114	0.152
М-87-А	11.04	0.46	–	54.30	33.91	–	0.26	–	100.00	0.287	0.713
37-Д	9.14	0.76	1.58	46.46	40.46	–	0.00	–	98.40	0.282	0.718
М-85-Б	8.59	0.58	–	57.25	33.32	–	0.27	–	100.01	0.228	0.772

Примечание. X_{Usp}, X_{Mt} – мольная доля ульвошпинелевой и магнетитовой компонент в титаномагнетите.

Таблица 4. Валовые составы (мас. %) ильменитов, по данным сканирования на рентгеновском микроанализаторе

№ обр.	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	Сумма
46-Б	43.76	–	–	16.14	36.75	1.24	0.38	98.27
51-А-1	45.26	–	–	5.47	43.40	0.48	–	100.78
М-90-А	40.53	–	0.56	19.53	36.00	–	0.92	97.54
М-51-Б-1	45.34	–	0.96	10.14	41.20	0.40	0.96	98.04
М-86-Б	43.38	–	0.89	14.38	39.07	–	0.70	98.42
М-87-А	45.63	–	0.70	12.49	41.64	–	–	100.46
37-Д	50.51	–	0.00	1.75	44.43	–	0.98	97.67
М-85-Б	36.74	–	0.58	25.78	33.54	–	–	96.64

Примечание. Концентрации Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрическому составу.

распространенные по площади аншлифа, а также образуют сростки с магнетитом. Во всех ильменитах наблюдались структуры распада ильменитового твердого раствора на ильменит и гемоильменит,

причем гемоильменит может образовывать очень тонкие ламели, параллельные плоскости (0001). Учитывая, что рудные минералы характеризуются структурами распада, их исходный состав был вос-

Таблица 5. Температура и фугитивность кислорода магнетит-ильменитового равновесия при общем давлении 7.5 кбар

№ обр.	$T, ^\circ\text{C}$	$\lg f_{\text{O}_2}$
46-Б	768	-13.050
51-А-1	730	-14.823
М-90-А	910	-10.787
М-51-Б-1	845	-12.774
М-86-Б	723	-13.728
М-87-А	837	-12.545
37-Д	791	-13.504
М-85-Б	876	-10.868
37-Д-1	855	-11.997

становлен с использованием возможностей растровой съемки рентгеновским микроанализатором для структур с тонким распадом и методом палеточного реинтегрирования для грубых обособлений. Достоверность данных контролировалась сходимостью составов магнетитов и

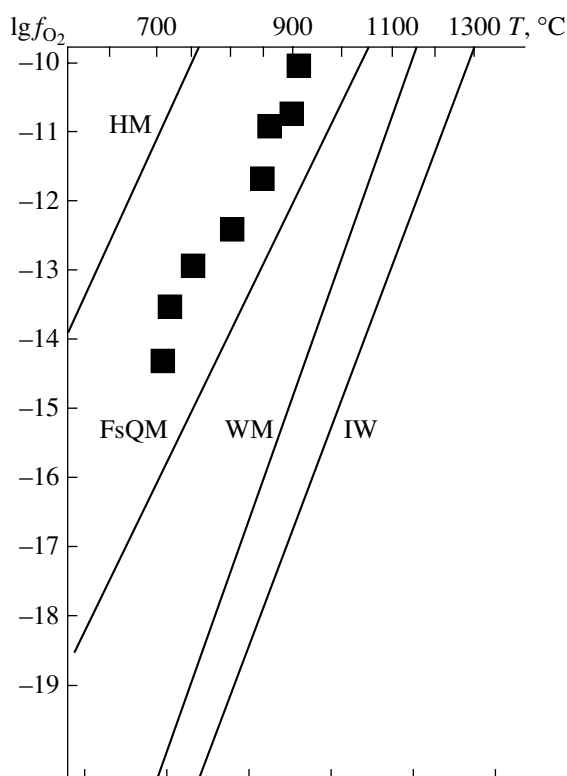


Рис. 2. $\lg f_{\text{O}_2}$ - T -условия равновесия титаномagnetит-ильменит в эндербитах сутацкого комплекса ($P = 7.5$ кбар).

ильменитов, полученных методом сканирования и палеточным методом. Итоговые результаты отражены в табл. 3, 4.

По валовым составам сосуществующих магнетитов и ильменитов (табл. 3, 4) можно оценить температуру и парциальное давление кислорода этапа гранулитового минералообразования (метаморфизма) с помощью программы QUILF [10, 11]. Полученные температуры магнетит-ильменитового равновесия (табл. 5) в первом приближении согласуются с оценками температур сутамского метаморфизма, определенными на основе других геотермометров [8, 9].

На диаграмме T - $\lg f_{\text{O}_2}$ рассчитанные значения расположились параллельно линии буферного равновесия кварц-ферросилит-магнетит, но примерно на 1.5 порядка $\lg f_{\text{O}_2}$ выше ее, подчеркивая однородную природу и довольно высокое окисленное состояние изученных эндербитов (рис. 2).

Поскольку предыдущими исследованиями установлено, что метаморфогенный флюид для сутамского комплекса по степени окисленности был более восстановленным, чем метаморфизуемые породы [12], процесс метаморфизма мог сдвинуть уровень окисленности протолита эндербитов только в восстановленную область. Поэтому мы полагаем, что протолиты сутамских метамагматических пород, имеющие возраст 3.1 млрд. лет, формировались при довольно высоком потенциале кислорода, уровень которого был на 1.5–2 порядка $\lg f_{\text{O}_2}$ выше буфера кварц-ферросилит-магнетит. Можно заметить, что островодужные вулканы современных островных дуг формировались при величине потенциала кислорода на два порядка $\lg f_{\text{O}_2}$ выше кварц-магнетит-фаялитового буфера [13], что практически совпадает с уровнем кислородного потенциала, при котором происходило образование древних (сутамских) вулканидов. Формирование сутамских андезит-дацитовых магм предполагается за счет плавления окисленного материала ранее сформированной базитовой первичной коры. Механизм вовлечения архейской базитовой коры в процесс плавления мог обеспечиваться в рамках плюмовой тектоники [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 247 с.
2. *Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н., Октябрьский Р.А.* // Геохимия. 2001. № 7. С. 691–711.
3. *Вовна Г.М.* Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108 с.

4. Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 3–8.
5. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. // ДАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
6. Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н., Вовна Г.М. // Геохимия. 1999. № 9. С. 931–940.
7. Перчук Л.Л., Кицул Л.Я., Аранович Л.Я. и др. Петрология гранулитов Алданского щита. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1987. 82 с.
8. Авченко О.В., Попов В.С., Мишкин М.А. // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 75–85.
9. Александров И.А., Авченко О.В. // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21. № 5. С. 3–15.
10. Frost B.R., Lindsley D.H. // Rev. Miner. 1991. V. 25. P. 433–468.
11. Andersen D.J., Lindsley D.H., Davidson P.M. // Comput. & Geosci. 1993. V. 19. P. 1333–1350.
12. Авченко О.В., Худоложкин В.О., Коновалова Н.П., Баринев Н.Н. // Геохимия. 1998. № 8. С. 831–841.
13. Козарко Л.Н. // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 251–258.