

reserves of units specified for calculations. The economic classification of balance and off-balance reserves and the norms of deposit readiness for commercial exploitation are given.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агабалян Ю. А. Выбор очередности отработки отдельных частей месторождения и оценка забалансовых запасов с учетом фактора времени. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1984, № 5, с. 28—35.
2. Агабалян Ю. А., Багдасарян Л. М. Народнохозяйственное значение забалансовых запасов и их классификация. — «Народное хозяйство Армении», 1987, № 10, с. 65—74.
3. Агабалян Ю. А. Фактор времени и определение оптимальных параметров месторождений и рудников. Ереван: «Айастан», 1990, 79 с.
4. Агабалян Ю. А. Теория и практика оптимального освоения недр. М.: Недра, 1994, 176 с.
5. Агабалян Ю. А., Багдасарян Л. М., Сапонджян Х. Г., Манукян С. Ф. К совмещению геолого-разведочных и эксплуатационных работ. — Ереван Экономика, 1996, с. 14—21.
6. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1969, 384 с.
7. Пашенков В. З. Математические основы разведки недр. М.: Высшая школа, 1995, 112 с.
8. Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых, т. I. Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР, М.: 1985, с. 55—66.
9. Четвериков Л. И. О категоризации запасов полезных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1992, № 3, с. 13—14.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л. №1—2, 112—117

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

РОДИНГИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

© 1997 г. С. Б. Абовян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 16.08.96.*

Среди массивов мафит-ультрамафитовых пород офиолитовых поясов Малого Кавказа, наряду с лиственитами, серпентинитами и другими метасоматическими образованиями, встречаются своеобразные осветленные породы, относящиеся к родингитам*). По внешнему виду и минеральному составу они резко отличаются от указанных пород. Они приурочены к наиболее серпентинизированным частям ультрамафитовых массивов, обычно вблизи контакта с габбро и образовались за счет метаморфизма жильных габбро и габбро-диабазов.

В Севанском и Ведикском офиолитовых поясах родингиты широко распространены среди большинства габбро-перидотитовых массивов. Макроскопически родингиты представляют мелко- и среднезернистые серовато-белые, серые, зеленовато-серые или желтовато-серые плотные, иногда пятнистые породы с заметно большим удельным весом. Они состоят из гранит-пироксенового агрегата и относятся к группе богатых алюминием кальцево-силикатных образований.

*) Впервые термин «родингит» был введен Маршалом и др. [12] для обозначения жильных диаллаг-прениит-гроссуляровых пород в серпентинах долины р. Родинг в горах Дун (Новая Зеландия).

Родингиты слагают тела жиллообразной, реже линзообразной, неправильной и изометрической форм. Размеры жиллообразных тел достигают в длину 50 м, при мощности до 3 м; длина линзообразных тел от 0,8 до 3,5 м при ширине до 1,3 м; неправильной формы тела достигают в поперечнике до 1,2 м, а изометрические—от 0,3 до 1,0 м. Родингитовые тела часто разбиты мелкими трещинами на отдельные куски и сильно деформированы. В районе с. Джанахмед и хромитового месторождения Гейдара родингиты представлены бескорневыми телами.

Анализ фактического материала по родингитам офиолитовых поясов Малого Кавказа свидетельствует об их образовании путем метасоматического замещения небольших жильных пород основного состава. Реже они возникают на контакте между серпентинитами и габброидами. Исходными породами родингитов были микрогаббро, что подтверждается наличием характерной метасоматической зональности в строении родингитов, типичным минеральным составом, минеральными парагенезисами, а также реликтами неизмененных участков исходных пород с габбровой структурой.

Контакт родингитовых тел с вмещающими их серпентинитами постепенный, а в случае бескорневых тел—резкий. Все морфологические типы родингитов располагаются среди сильно расщепленных, деформированных и будинированных серпентинитов, часто согласно с их сланцеватостью. Родингиты деформированы совместно с вмещающими их серпентинитами. Характерно, что во всех рассматриваемых массивах родингиты не обнаружены в габброидах вне связи с серпентинитами, а также среди серпентинитов, в которых нет габброидов. Поэтому связь родингитов с серпентинитами парагенетическая, а с габброидными породами—генетическая.

Таблица 1

Химические анализы метасоматических зон (а-д) в родингитах Малого Кавказа

№№ образцов	2178 а	2337 б	2176а в	21766 г	2609 д
Окислы					
SiO ₂	38.24	38.18	35.25	37.90	41.00
TiO ₂	0.02	0.07	0.19	1.24	1.45
Al ₂ O ₃	1.50	1.55	12.47	13.78	18.78
Fe ₂ O ₃	5.98	5.95	2.15	1.84	1.96
FeO	0.60	0.53	2.30	2.15	2.67
MnO	0.04	0.09	0.12	0.16	0.07
MgO	39.73	39.69	32.20	22.28	9.67
CaO	0.24	0.60	5.27	12.64	21.70
Na ₂ O	0.06	0.06	0.11	0.11	0.11
K ₂ O	—	—	—	—	0.06
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.12	0.11
Cr ₂ O ₃	0.48	0.45	0.22	0.02	—
H ₂ O	0.73	0.64	0.36	0.26	0.18
П.п.п.	13.10	12.83	9.86	7.81	2.58
AlСумма	100.75	100.67	100.54	100.31	100.34
Fe/Al+Ca	0.92	0.66	0.61	0.44	0.41
*) Fe+Mg	0.16	0.16	0.17	0.18	0.37

*) При расчете Fe/Fe+Mg общее железо рассчитано как FeO.
а. Антигорит-лизардитовый серпентинит (2178).
б. Серпентин-талък-тремолит-актинолитовая порода (2337).
в. Хлорит-серпентин-пренит-пироксеновая порода (2176а).
г. Пренит-хлорит-пироксеновая порода (21766).
д. Гранат-пироксеновая порода—родингит (2609).

Постепенный переход от серпентинитов к родингитам (бывшим габбро) происходит на расстоянии 12—15 см и характеризуется определенной метасоматической зональностью. Типичный разрез поперечного сечения серпентинит—родингит представлен следующими последовательно сменяющимися зонами пород (табл. 1).

а. *Антигорит—лизардитовый серпентинит* серовато-зеленого цвета. Состоит из антигорита (45%), лизардита (40%), бастита (13%) и акцессорных минералов—хромшпинелида и вторичного магнетита (2%). Структура породы спутанно-волокнистая, местами мелкопетельчатая.

б. *Серпентин-тальк-тремолит-актинолитовая порода* зеленовато-серого цвета. Состоит из лизардит-антигоритового агрегата (85%), талька (5—7%), тремолит-актинолита (6—8%), бастита (3—4%) и акцессорных минералов—хромшпинелида и вторичного магнетита. Серпентиновые минералы характеризуются спутанно-волокнистой, реже микропетельчатой структурой; тальк, тремолит и бастит образуют чешуйчатые, а актинолит—игольчатые выделения. Ширина зоны 3—4 см.

в. *Хлорит-серпентин-пренит-пироксеновая порода* серого цвета с прожилковой, реже псевдопорфировой структурой. Минеральный состав: серпентин (антигорит—40%), пироксен (35%), хлорит (15%), пренит (10%) и акцессорные минералы—хромшпинелид и вторичный магнетит. Хлорит развивается по пироксену, пренит в виде тонких прожилков пересекает остальные минералы. Иногда хлорит развивается совместно с пренитом. Редко встречаются отдельные зерна везувiana. Парагенетическими минералами являются хлорит-пренит. Ширина зоны 3—4 см.

г. *Пренит-хлорит-пироксеновая порода* серого цвета с псевдопорфировой структурой. Состоит из пироксена (55%), хлорита (30%), пренита (12%), везувiana (3%) и акцессорных минералов—титаномагнетита и апатита. Хлорит и пренит слагают чешуйчатые агрегаты, везувiana—гнезда и тонкие прожилки, сложенные тонкозернистым агрегатом. Парагенетическими минералами являются пренит-хлорит-везувiana. Ширина зоны 5—7 см.

д. *Гранат-пироксеновая порода—родингит* серого и серовато-белого цвета с псевдопорфировой, реже реликтово-порфировой структурой; весьма редко сохранились остатки габбровой структуры. Наряду с гранатом (20—25%) и пироксеном (60—65%) наблюдаются скопления везувiana (до 10%), пренита, хлорита и тремолита (до 10%). Редко отмечаются реликты зерен ортопироксенов. Среди акцессорных минералов наблюдаются титаномангнетит и апатит. Отмечается следующий парагенезис минералов—гранат-везувiana-пренит.

Диопсид образует тонкие прожилки, сплошные массы и скопления тонкозернистого агрегата размерами до 3 мм. Судя по оптическим данным— $N_g = 1,697$ и $N_r = 1,668$, отмечается незначительная примесь геденбергитовой молекулы.

Гранат слагает отдельные зерна и скопления, реже прожилки толщиной до 2—3 мм. Форма зерен изометрическая, размеры до 2 мм. Цвет бурый, желтовато-бурый с зеленым или светло-коричневым оттенком. Оптические константы гранатов из родингитов различных участков колеблются от $N = 1,730$ до $N = 1,898$. В первом случае гранат соответствуетgrossуляру, во втором—андрадиту. Встречаются также промежуточные разновидности. Гранат образуется за счет метасоматического изменения плагиоклаза, реже пироксенов исходных пород.

Везувiana встречается в виде отдельных скоплений неправильной

формы, реже полосок с размерами зерен до 2 мм. Форма зерен изометрическая, цвет коричневато-бурый, окраска равномерная, характеризуется прозрачностью. $N_m = 1,718$, $N_p = 1,702$. Образуется за счет изменения плагиоклаза.

Пренит, хлорит и тремолит образуют тонкочешуйчатые агрегаты. Пренит развивается по плагиоклазу и образует иногда радиально-лучистые агрегаты, хлорит и тремолит замещают пироксен.

На рис. 1 показано изменение химического состава—отношений $Al/Al+Ca$ и $Fe/Fe+Mg$ и их корреляция с метасоматическими зонами (а-д) внутри типичного поперечного разреза серпентинит-родингит (табл. 1). В этом направлении происходит убывание отношения $Al/Al+Ca$ и возрастание $Fe/Fe+Mg$. Характерной особенностью метасоматических зон в направлении от серпентинита к родингиту является возрастание количества CaO (от 0,24 до 21,70%), SiO_2 (от 38,24 до 41,00%), Al_2O_3 (от 1,50 до 18,78%) и TiO_2 (от 0,02 до 1,45%) и уменьшение содержания MgO (от 39,77 до 9,67%).

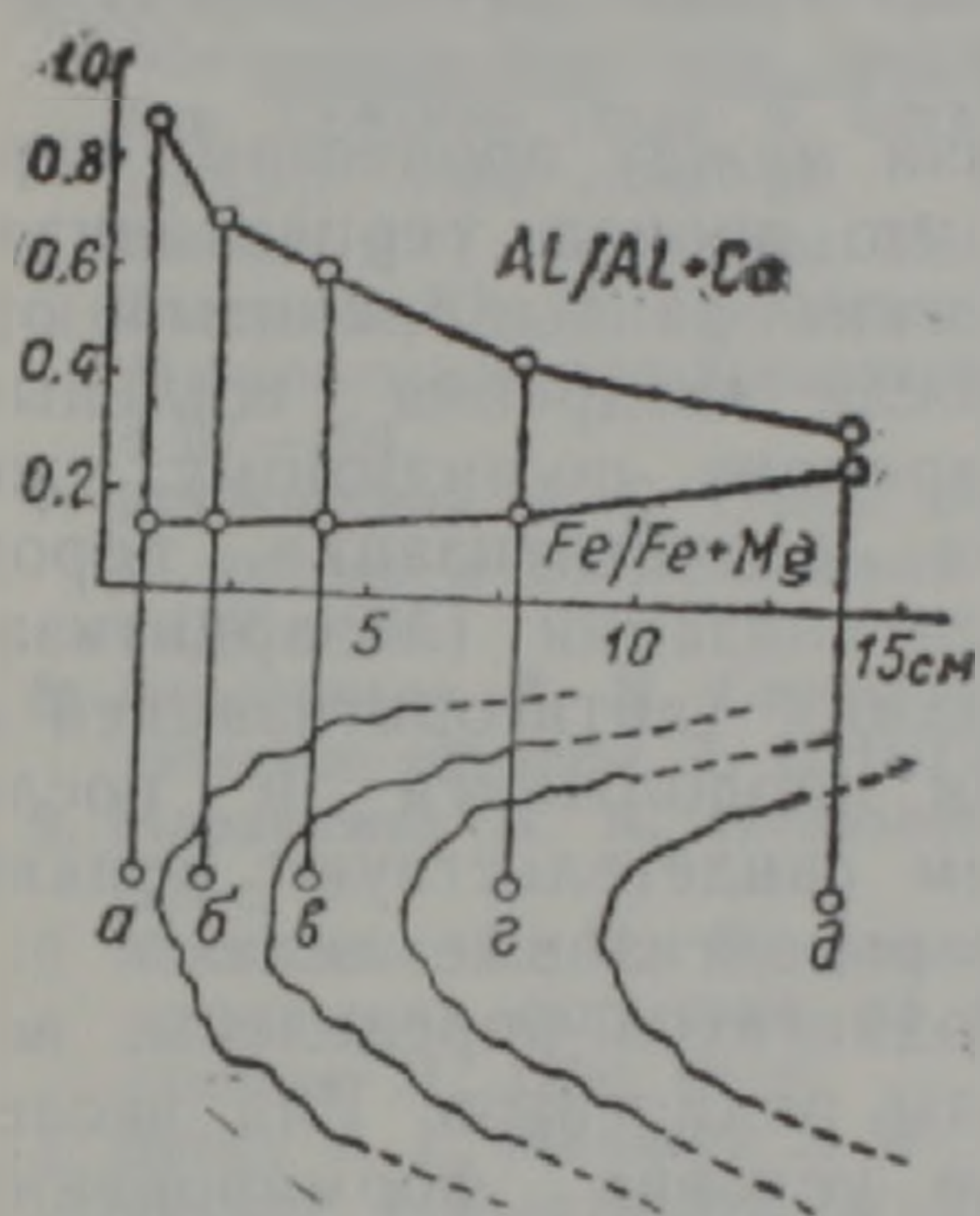


Рис. 1. Изменения химического состава—отношений $Al/Al+Ca$ и $Fe/Fe+Mg$ и их корреляция с метасоматическими зонами внутри типичного поперечного разреза родингитового тела из Караман-Зод-Гейдаринского массива.

В настоящее время среди исследователей нет единого мнения в вопросе об источнике Ca . Одни исследователи [2] считают, что источником Ca являются ультрамафиты, другие [4, 10]—сами основные жильные породы, по которым образовались родингиты. Существует также мнение [5], предполагающее глубинный источник Ca , который привносится в результате взаимодействия с ультрамафитовой магмой лерцолитового состава.

Рассмотрение химизма серпентинитов, габброидов и родингитов, а также геологической обстановки, в которой встречаются родингиты, позволяет нам считать в качестве основного источника Ca ультрамафитовые породы, при серпентинизации которых Ca переходит в раствор и участвует в формировании родингитов. Так, свежие ультрамафитовые породы (перидотиты—средний из 4 анализов) офиолитовых поясов Малого Кавказа содержат CaO от 2,17 (гарцбургиты—средний из 2 анализов) до 8,23% (верлиты—средний из 2 анализов), тогда как серпентиниты, возникшие по ним, содержат CaO от 0,6 до 2,93% соответственно. Эти данные подтверждают апоперидотитовое происхождение Ca . В жильных неизмененных габбро содержание CaO колеблется от 7,00 до 13,27% (по 8 анализам), а в родингитах, образованных по ним, оно достигает 21,70%. Этот процесс привноса Ca сопровождается выносом SiO_2 и щелочей из жильных габбро. Если

содержание SiO_2 в последних колеблется от 44,82 до 50,00% и щелочей от 1,30 до 4,50% (по 8 анализам), то в родингитах они составляют 41,00 и 0,17% соответственно.

Необходимо учесть, что по своему распространению родингиты сильно уступают серпентинитам, их мелкие тела залегают в серпентинитах и изолированы от главных габбровых выходов. По данным [2], при серпентинизации ультрамафитов освобождается такое количество Са, которое достаточно для образования 9,6% родингитов по объему относительно ультрамафитов.

Привнос Са способствует образованию диопсида, граната, везувiana в связи с родингитизирующими растворами. Это находится в соответствии с данными Д. С. Коржинского [6], установившего, что отличительной чертой контактово-реакционных метасоматических процессов в ультрамафитах является привнос Са с образованием минералов с высоким химическим потенциалом Са—основных плагиоклазов, диопсида,grossуляра и везувiana, что коэффициент активности Са в среде ультрамафитов поддерживается на высоком уровне, если даже общий расход Са при реакциях незначителен. Такая обстановка обуславливает щелочной характер родингитизирующих растворов.

Интересен вопрос об относительной связи между процессами серпентинизации и родингитизации. Известно, что процесс серпентинизации является многофазным [1]. Геологические данные показывают, что образование родингитов начинается после внедрения жильных габбро в ультрамафиты, которые к этому времени, по-видимому, уже были серпентинизированы. Поэтому процесс родингитизации пород совпадает не с начальными фазами серпентинизации (лизардитизацией), а с более поздними мощными фазами (антигоритизацией и хризолитизацией). Процесс серпентинизации продолжался и после завершения процесса родингитизации, о чем свидетельствуют тонкие прожилки позднего серпентинита, секущие родингитовые тела.

Температурные условия образования родингитов определены, используя парагенезисы и отдельные минералы родингитов. Ряд исследователей [2] считают, что температурные условия формирования родингитов находятся в поле устойчивости серпентиновых минералов не ниже 500°C , а по последним экспериментальным данным [11]— 400°C при давлении 1—2 кбар. В. Н. Лодочников [8] считал возможным образование гранатов андрадит-grossулярового состава во время или после процесса серпентинизации. Установлено [9], что с возрастанием андрадитовой молекулы в твердом растворе grossулярового состава расширяется поле его устойчивости, что присутствие grossуляра может снизить температуру образования гранатов. Пренит образуется при температуре 350°C [19], является минералом низкой степени метаморфизма и устойчив до 450°C , при давлении 3—4 кбар. Парагенезис пренит-хлорит характерен для фаций зеленых сланцев, что соответствует низкой степени метаморфизма [10], температурный интервал которого колеблется от 200 до 400°C . Исходя из вышесказанного, мы допускаем температурный интервал образования родингитов $300\text{—}450^\circ\text{C}$.

В целом процесс родингитизации связан с серпентинизацией ультрамафитов и происходит в коровых условиях после внедрения жильных габбро и габбро-диабазов. Частое их нахождение в виде будинированных и разлинзованных тел среди серпентинитов указывает на то, что после их внедрения, они, совместно с серпентинитами, подверглись тектоническим деформациям.

С другой стороны, родингиты могут представлять также и прак-

тический интерес, особенно в тех участках, где наблюдается ненарушенная метасоматическая зональность. Здесь, в зоне б, среди серпентин-тальк-тремолит-актинолитовых пород могут наблюдаться скопления тремолит-актинолитового агрегата (нефрита). Поиски последнего должны быть направлены на эти участки родингитов.

Работа выполнена в рамках темы 92—230, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Стадии серпентинизации в ультраосновных и основных породах Армянской ССР. В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН АрмССР. 1964, с. 133—139.
2. Агафонов Л. В., Пинус Г. В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Изд. Наука, 1981, с. 105—112.
3. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд. Недра, 1973, 327 с.
4. Головкин А. В., Висьневский Я. С. Некоторые магматические и метасоматические компоненты Канского меланжа. В кн.: Магматические, метаморфические формации Средней Азии и петрологические критерии их рудоносности. Изд. ФАН УзССР, 1983, с. 96—98.
5. Колман Р. Г. Офиолиты. Изд. Мир, 1979, 260 с.
6. Колесник Ю. Н. Проблемы генезиса и температурных фаций родингитов. В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Изд. Наука, 1981, с. 97—104.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955, с. 335—356.
8. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы. Т. ЦНИГРИ, вып. 38, М.—Л.: ОНТИ, 1936, 818 с.
9. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. Изд. МГУ, 1979, 327 с.
10. Москалева В. Н., Румянцева Н. А. Карта распространения ультрамафических и мафических формаций на территории СССР. М—Б, 1:10000000. Объяснительная записка, Л., 1982, 64 с.
11. Hemly J. J., Montoya J. W., Shaw D. R. Mineral equilibria in the $MgO-SiO_2-H_2O$ system: talc-antigorite-forsterite-antophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system. Amer. J. Sci., 1977, v. 274, 353—383.
12. Marshall P., Bell R. A., Clark E. S. The geology of Dun Mountain Subdivision Nilson. Bull. Geol. Serv. N. Z., 1911, vol. 12, 11—40.