

УДК 553.22

ПЕТРОГРАФИЯ

С. А. ГУРУЛЕВ, Н. Н. ГУРУЛЕВА, М. Ф. ТРУНЕВА

**МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ В ИОКО-ДОВЫРЕНСКОМ
ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОМ МАССИВЕ
(СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)**

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 19 I 1973)

Магнезиальные скарны как образования стадии магматического замещения известны в связи с гранитоидными и щелочными интрузиями, где они развиваются в контактах магматических пород с магнезиальными карбонатными породами ⁽¹⁾. Магнезиальные скарны в габбро-перидотитовых массивах, залегающих в складчатых областях, неизвестны, поэтому представляет определенный интерес материал по магнезиальным скарнам Иoko-Довыренского габбро-перидотитового массива Северного Прибайкалья, частично опубликованный ранее ^(2, 3).

Иoko-Довыренский габбро-перидотитовый массив принадлежит довыренскому интрузивному комплексу верхнего протерозоя. Он формировался в условиях субплатформенного чехла верхнепротерозойской платформы в виде расслоенного лакколита, который в последующем претерпел тектоническую инверсию, что доказывается налеганием на массив складчатых отложений условного нижнего кембрия с корами выветривания в основании ^(2, 4, 5), и приобрел вертикальное залегание. От вмещающих пород в массиве остаются ксенолиты известняков, сохраняющих моноклиналную структуру известнякового горизонта ондокской свиты, который в краевых частях массива косо срезается его подошвой. Ксенолиты известняков в домагматическую гидротермальную стадию и стадию магматического замещения превращены в различные магнезиальные породы — бруситовые, серпентин-бруситовые, диопсидовые, виолановые, пироксен-оливиновые, шпинель-монтichelлитовые и шпинель-фостеритовые. По минеральному составу, парагенезисам и условиям залегания к группе магнезиальных скарнов должны быть отнесены диопсидовые (в том числе виолановые), пироксен-оливиновые, шпинель-монтichelлитовые и шпинель-фостеритовые породы. Все они образовались, по нашему мнению, в стадию магматического замещения.

Диопсидовые породы слагают ксенолиты в эндоконтактной зоне массива, а также краевые части крупных (до 150 м в поперечнике) ксенолитов известняков внутри массива. В последнем случае наблюдается зональность от контакта ксенолита к его центральным частям: диопсидовые породы — бруситовые и брусит-серпентиновые — доломитизированные известняки. Диопсидовые породы наследуют от известняков слоистость, выражающуюся чередованием диопсидовых слоев различной степени зернистости. Отмечены также случаи «растворения» поверхностей наслонения, когда два соседних слоя постепенно переходят в равномернозернистую массивную диопсидовую породу. По составу диопсидовые породы почти мономинеральны. Кроме главного диопсида, в них наблюдается реликтовый карбонат, а также примесь магнетита, пирротина, халькопирита. Отмечены диопсидовые породы с ориентированными чешуйками графита,

залегающие в виде прослоя среди диопсидовых пород без графита и замещающие углисто-карбонатные прослои в горизонте известняков. В ксенолите известняков по кл. Белому среди диопсидовых метасоматитов открыт виолан — голубая разновидность диопсида, до этого известный только в Италии. Химические анализы диопсидовых пород, чистого диопсида и виолана опубликованы (², ³).

Оливин-пироксеновые породы слагают небольшие ксенолиты, размещенные в перидотитовом горизонте массива, обычно в удалении от его контактов. Ксенолиты включены в массивные перидотиты, имеющие пойкилитовую структуру и кристаллизовавшиеся из расплава. Контакты ксенолитов с этими перидотитами то согласные, то секущие, но всегда осложненные развитием нешироких (1,5—3 см) реакционных мономинеральных пироксенитовых оторочек (²), см. рис. 49). Оливин-пироксеновые породы в ксенолитах обладают тонкой полосчатостью, ориентированной согласно залеганию перидотитового горизонта. Полосчатость обусловлена чередованием тонких полосок, отличающихся количественным соотношением и степенью зернистости оливина и пироксена. Зерна пироксена крупнее оливиновых, их размеры постепенно увеличиваются в направлении реакционных оторочек. Но в породах не образуется пойкилитовой структуры, характерной для перидотитов. Оливин, соответствующий по составу форстериту ($N_g=1,712$; $N_p=1,676$; $2V=88^\circ$; $r>v$), выделяется в изометричных кристаллах, замещенных в незначительной степени серпентином и гидроокислами железа. С пироксеном он образует равномерно-зернистую структуру, характеризующуюся одновременным ростом обоих минералов. Пироксен визуальнo светло-зеленый, под микроскопом бесцветный. По составу ($N_g=1,725$; $N_p=1,697$; $2V=59-60^\circ$; $c: N_g=43^\circ$; $r>v$) он соответствует авгиту.

Оливин-пироксеновые породы по минеральному составу весьма близки массивным перидотитам. В тех и других пироксены и оливины одинаковы по составу, о чем свидетельствует также общий химический состав этих пород (табл. 1). Некоторые различия здесь в содержании SiO_2 , MgO и CaO определяются количественным преобладанием пироксена над оливином в оливин-пироксеновых породах и оливина над пироксеном — в перидотитах. Следует отметить, что составы оливинов, судя по оптическим данным, из оливин-пироксеновых пород и перидотитов совершенно тождественны. Это же можно сказать о составе пироксена в этих породах, а также в разделяющей их реакционной мономинеральной пироксеновой оторочке.

Таблица 1

№№ п. п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	Cr_2O_3	H_2O	Сумма
1	41,97	0,39	2,33	6,21	2,72	0,12	29,32	13,19	0,02	0,07	3,63	Не обн.	0,23	100,20
2	47,11	0,26	5,18	3,53	0,89	0,06	15,86	24,41	1,14	Не обн.	1,31	0,25	0,02	100,02
3	39,73	0,77	1,98	5,56	3,10	0,15	36,41	8,18	0,10	» »	3,70	0,07	0,13	99,88
4	30,13	1,27	8,87	2,54	2,40	0,11	28,91	23,33	0,31	0,02	2,30	—	0,02	100,27

Примечание. № 1 — оливин-пироксеновая порода, № 2 — пироксенит из реакционной оторочки. № 3 — перидотит, № 4 — шпинель-монтчеллитовая порода. Все анализы в весовых процентах.

Перидотиты, заключающие ксенолиты оливин-пироксеновых пород, относятся к верлитам, хотя в целом для перидотитового горизонта более характерны лерцолиты.

Шпинель-монтчеллитовые породы, как и ранее описанные шпинель-оливиновые (²), залегают в виде ксенолитов в перидотитовом горизонте массива на максимальном удалении этого горизонта от контактов с боковыми породами. Они характеризуются темно-серой окраской, относительно

хорошей тонкой полосчатостью, которая в ксенолитах этих пород ориентирована согласно с залеганием перидотитового горизонта. Полосчатость обусловлена чередованием полосок разной степени зернистости монтичеллита и неравномерным распределением темно-зеленой шпинели. Главные минералы — монтичеллит (75–80%) и шпинель (20–25%) — характеризуются структурой взаимного роста.

Монтичеллит представлен полигональными неправильными зернами (размером 0,02–0,4 мм), тесно соприкасающимися друг с другом. На периферии зерен и по трещинам слабо серпентинизирован. Визуально он бесцветен, имеет стеклянный блеск. Под микроскопом — бесцветный, с низким двупреломлением. Угасание — прямое. $N_g=1,683$; $N_p=1,664$; $2V=85^\circ$. Уд. в. 3,31 (метод Василевского). Слабо растворяется в HCl. Дебаеграмма минерала полностью соответствует таковой эталонного образца монтичеллита.

Шпинель большей частью приурочена к интерстициям между зернами монтичеллита, где она образует как отдельные октаэдрические кристаллы (0,01–0,5 мм), так и их скопления. Реже она включена в монтичеллит в виде мелких (0,01–0,005 мм) округлых зерен. Шпинель интерстиций часто зональна и окружена тонкой магнетитовой оторочкой, которая придает ей визуально черный цвет и ферромагнитные свойства. Под микроскопом обе разновидности шпинели окрашены в серовато-зеленый цвет, изотропны. Шпинель интерстиций имеет $N=1,740\pm 0,002$. Уд. в. 3,80. Она во многом аналогична шпинели из шпинель-оливиновых пород, у которой определены $N=1,748\pm 0,002$ и уд. в. 3,75 (²).

Шпинель-монтичеллитовые породы отличаются по химическому составу относительно низким содержанием SiO_2 и высоким CaO , Al_2O_3 .

Диопсидовые, пироксен-оливиновые, шпинель-монтичеллитовые и шпинель-оливиновые породы, образующиеся в результате магматического воздействия на известняки габбро-перидотитовой магмы и залегающие в ксенолитах среди перидотитов, кристаллизовавшихся из расплавов, в совокупности образуют формацию магнезиальных скарнов, генетически связанную с габбро-перидотитовой магмой. Отличительной чертой этой формации магнезиальных скарнов является ее формирование при воздействии магнезиальной (базальтоидной) магмы на существенно кальциевые карбонатные породы (известняки), в то время как магнезиальные скарны, связанные с гранитоидными и щелочными интрузиями, образуются при воздействии гранитной или щелочной магмы на магнезиальные карбонатные породы (доломиты). Эта отличительная черта генезиса магнезиальных скарнов свидетельствует, во-первых, о конвергентности процесса магнезиального скарнообразования и, во-вторых, о существовании особой, вполне самостоятельной формации магнезиальных скарнов, связанных с базальтоидным магматизмом. Последнее подтверждается тем, что магнезиальные скарны открыты на контактах карбонатных пород с основными интрузивными. Такие скарны описаны из Юго-Восточной Болгарии (⁶), где они развиты в контактах доломитов, доломитовых мраморов и мраморов с диоритами, габбро-диоритами, габбро и пироксенитами верхнемелового возраста. Магнезиальные скарны и скарноиды известны в Талнахской интрузии габбро-долеритов (⁷).

Магнезиальные скарны, связанные с базальтоидным магматизмом, не отличаются в химизме и минеральном составе существенно от магнезиальных скарнов гранитоидно-сиенитового ряда, но тем не менее следует ожидать существенных различий в механизме образования, а также в характере минерализации. Следует подчеркнуть, что в магнезиальных скарнах Йоко-Довыренского массива наблюдается в генетическом скарновом ряду последовательное увеличение степени основности скарнов, изменение состава пироксенов от диопсида до авгита. Относительно простой, моно- или биминеральный, состав скарнов, а также развитие их по известнякам, которые иногда встречаются в них в виде реликтов, свидетельству-

ют об образовании магнезиальных скарнов в стадию магматического замещения. Существуют такие же взгляды на генезис магнезиальных скарнов, связанных с гранитоидами и сиенитами (¹, ⁸⁻¹⁰).

Бурятский филиал
Сибирского отделения Академии наук СССР
г. Улан-Уде

Поступило
15 I 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ В. А. Жариков, Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара, Изд. АН СССР, 1959. ² С. А. Гурулев, Геология и условия формирования Иoko-Довыренского габбро-перидотитового массива, «Наука», 1965. ³ С. А. Гурулев, В. П. Костюк и др., ДАН, 163, № 2 (1965). ⁴ Д. П. Васильковский, М. М. Мануйлова, Тр. Бурятск. комплексн. н.-и. инст., сер. геол., № 11 (1963). ⁵ С. А. Гурулев, К. С. Самбуев, Тр. Бурятск. комплексн. н.-и. инст., сер. геол., № 15 (1964). ⁶ В. Г. Иванова-Панайотова, В кн. Метасоматизм и рудообразование, Л., 1972. ⁷ В. В. Юдина, В. К. Степанов, В кн. Метасоматизм и рудообразование, Л., 1972. ⁸ Л. И. Шабынин, В кн. Проблемы метасоматизма, М., 1970. ⁹ А. А. Конев, В. С. Самойлов, В кн. Метасоматизм и рудообразование, 1972. ¹⁰ М. П. Кортусов, Н. А. Макаренко, В кн. Метасоматизм и рудообразование, 1972.