МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 263

MATERIALS ON GENETIC AND EXPERIMENTAL MINERALOGY

VOLUME IX

Editor-in-chief
acad. V. S. SOBOLEV

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 263

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

ТОМ IX

Ответственный редактор
акад. В. С. Соболев

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976

УДК 549.0+549.1

Сборник содержит хорошо иллюстрированные статьи, в которых на богатом фактическом материале, полученном как традиционными, так и наиболее современными методами, освещаются разнообразные, в том числе дискуссионные, вопросы минералогии, химизма и генезиса различных минералов.

Книга представляет интерес для петрографов, минералогов, геохимиков и геологов.

Редколлегия:

акад. *В. С. Соболев,* докт. геол.-мин. наук *В. В. Золотухин,* канд. геол.-мин. наук *Ф. П. Леснов*

The Book presents a collection of papers dealing with problems of mineralogy, chemical composition and genesis of various minerals.

The Book is designed for a wide field of petrographers, mineralogists, geochemists and geologists.

Editorial staff:

acad. *V. S. Sobolev* , doct. of geol.-min. sci. *V. V. Zolotukhin,* cand. of geol.-min. sci. *F. P. Lesnov*

М $\frac{20805-734}{055(02)-76}$ 238—75

© Издательство «Наука», 1976.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий том включены главным образом статьи, освещающие вопросы минералогии магматических пород различного состава, а также связанных с ними метасоматических образований и руд. В гораздо меньшей мере здесь представлены результаты экспериментальных исследований, чем настоящий том отличается от многих предыдущих. В публикуемых статьях особое внимание уделяется вопросам химического состава и различным генетическим аспектам породообразующих минералов ультраосновных, основных и, отчасти, кислых пород. Среди исследованных минералов следует отметить ромбические и моноклинные пироксены из базит-гипербазитовых ассоциаций, магнетиты и титаномагнетиты из ультраосновных — щелочных комплексов и медно-никелевых месторождений. Ряд статей посвящен минералогии хлоритов и цеолитов северо-запада Сибирской платформы и сидеритов и сульфатов полиметаллического месторождения Озерного. Кроме того, рассмотрены вопросы минералогии эксплозивных брекчий и лиственитов.

В одной из статей изложены результаты экспериментального исследования пластичности руд при повышенных P и T и обсуждаются связанные с ними вопросы метаморфизма и дислокаций сульфидных залежей. Авторы статьи приходят к выводу о возможном объяснении механизма формирования сульфидных «жил внедрения» норильского типа пластическим отжатием скоплений сплошных метасоматических сульфидов вдоль механических нарушений в хрупких вмещающих породах.

Статьи сборника содержат значительный по объему новый материал по различным вопросам минералогии, насыщенный разнообразными аналитическими данными, полученными с помощью наиболее современных методов минералогических исследований.

В. С. Соболев

Л. В. АГАФОНОВ, Ф. П. ЛЕСНОВ, Г. В. ПИНУС

ПИРОКСЕНЫ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Ромбические и моноклинные пироксены входят в состав большинства типов горных пород, слагающих базит-гипербазитовые ассоциации, и отличаются значительным разнообразием состава. Еще совсем недавно исследователи довольствовались преимущественно оптическими методами изучения этих минералов, что не позволяло с достаточной детальностью исследовать их состав. В последнее время резко расширились работы по изучению пироксенов с помощью химического и других методов, на материале которых опубликованы обобщающие сводки (Дир и др., 1965; Перчук, 1971; Добрецов и др., 1971; Гинзбург, 1970). Вместе с тем в названных работах материалы по пироксенам из пород базит-гипербазитовых складчатых областей представлены в относительно ограниченном количестве. Последнее обстоятельство связано как с трудностями выделения мономинеральных фракций пироксенов из ультраосновных и основных пород, так и с тем, что в этих породах минералы редко сохраняются в неизмененном виде.

Многолетние исследования ультраосновных и основных пород, проводившиеся на Северо-Востоке СССР, позволили накопить значительный материал по минералогии пироксенов из этих пород (Пинус и др., 1973). Некоторые специальные вопросы химизма сосуществующих пироксенов в базит-гипербазитовых плутонах Северо-Востока СССР были рассмотрены нами ранее (Леснов и др., 1973). В последнее время получены в большом объеме новые материалы по химизму пироксенов из базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР, которые положены в основу настоящей статьи.

Массивы ультраосновных пород пользуются широким распространением в пределах складчатых сооружений Северо-Востока СССР, где они залегают среди сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений мезозоя (Пинус и др., 1973). По набору представленных в них пород эти массивы должны быть отнесены к формации альпинотипных гипербазитов (Кузнецов, 1964). С указанными массивами почти всегда пространственно ассоциируют прорывающие их тела габброидного состава, размеры которых варьируют в широких пределах.

Внедрение габброидов в более древние гипербазиты часто сопровождалось сложными процессами их взаимодействия, в результате которых формировались разнообразные гибридные породы. Последние слагают такситовые переходные зоны, располагающиеся между телами

гипербазитов и габброидов (Леснов и др., 1973). Среди габброидных пород, входящих в состав базит-гипербазитовых ассоциаций, могут быть выделены ортомагматические разности, образовавшиеся непосредственно из базальтового расплава, и парамагматические, гибридные разности, образование которых связано с воздействием интрудирующей габброидной магмы на гипербазиты. Таким образом, формирование базит-гипербазитовых ассоциаций, в которых были исследованы пироксены, рассматривается как сложный процесс взаимодействия разновременно внедрившихся гипербазитов и габброидов, пространственное сближение которых обусловлено их проникновением по одним и тем же разломам.

Ромбические пироксены (ортопироксены) являются существенным компонентом таких пород, как гарцбургиты, лерцолиты, ортопироксениты, вебстериты и габбро-нориты. Кроме того, в качестве примеси этот минерал часто присутствует в дунитах, клинопироксенитах и габбро. Гораздо шире распространен в описываемых базит-гипербазитовых ассоциациях моноклинный пироксен (клинопироксен). Он присутствует почти во всех разновидностях пород этих ассоциаций. Наряду с другими разновидностями пород клинопироксен присутствует также в гранатсодержащих породах, встречающихся в некоторых базит-гипербазитовых ассоциациях.

В настоящей работе обобщены данные по ромбическим и моноклинным пироксенам из ультраосновных и основных пород более десятка базит-гипербазитовых ассоциаций, что в общей сложности составило 46 анализов ортопироксенов и 65 анализов клинопироксенов. Для большей части проанализированных образцов пироксенов приводятся оптические константы и параметры элементарной ячейки.

Прежде чем приступить к изложению полученных результатов изучения пироксенов, остановимся на некоторых вопросах их классификации. Эти вопросы обсуждались в литературе неоднократно. Особенно детально они освещены в работах И. В. Гинзбург (1970) и Н. Л. Добрецова и др. (1971). Известно, что состав и минеральный вид ортопироксенов достаточно точно можно определить с помощью оптических методов, чего нельзя сказать о клинопироксенах. В большинстве случаев железистость клинопироксенов, определяемая по оптическим константам, оказывается существенно заниженной по сравнению с железистостью, определяемой по данным химического анализа (рис. 1).

Нами для диагностики минерального вида пироксенов использована диаграмма, предложенная Хессом (1949) и Диром и др. (1965) и дополненная Гинзбург (1970). Согласно указанной классификации, клинопироксены из ультраосновных пород исследованных ассоциаций по своему составу отвечают ряду от магнезиального авгита (Эндиопсида) до диопсида, причем клинопироксены из дунитов и перидотитов в основном представлены магнезиальным авгитом, а клинопироксены из пироксенитов — диопсидам. Клинопироксены из основных пород представлены авгитами и частично магнезиальными авгитами и диопсидами.

Составы ромбических пироксенов из ультраосновных и основных пород образуют ряд энстатит — гиперстен. При этом ортопироксены из дунитов и перидотитов представлены почти исключительно энстатитом. В пироксенитах встречаются как энстатиты, так и бронзиты. В габброидных породах ортопироксен представлен бронзитом и гиперстеном.

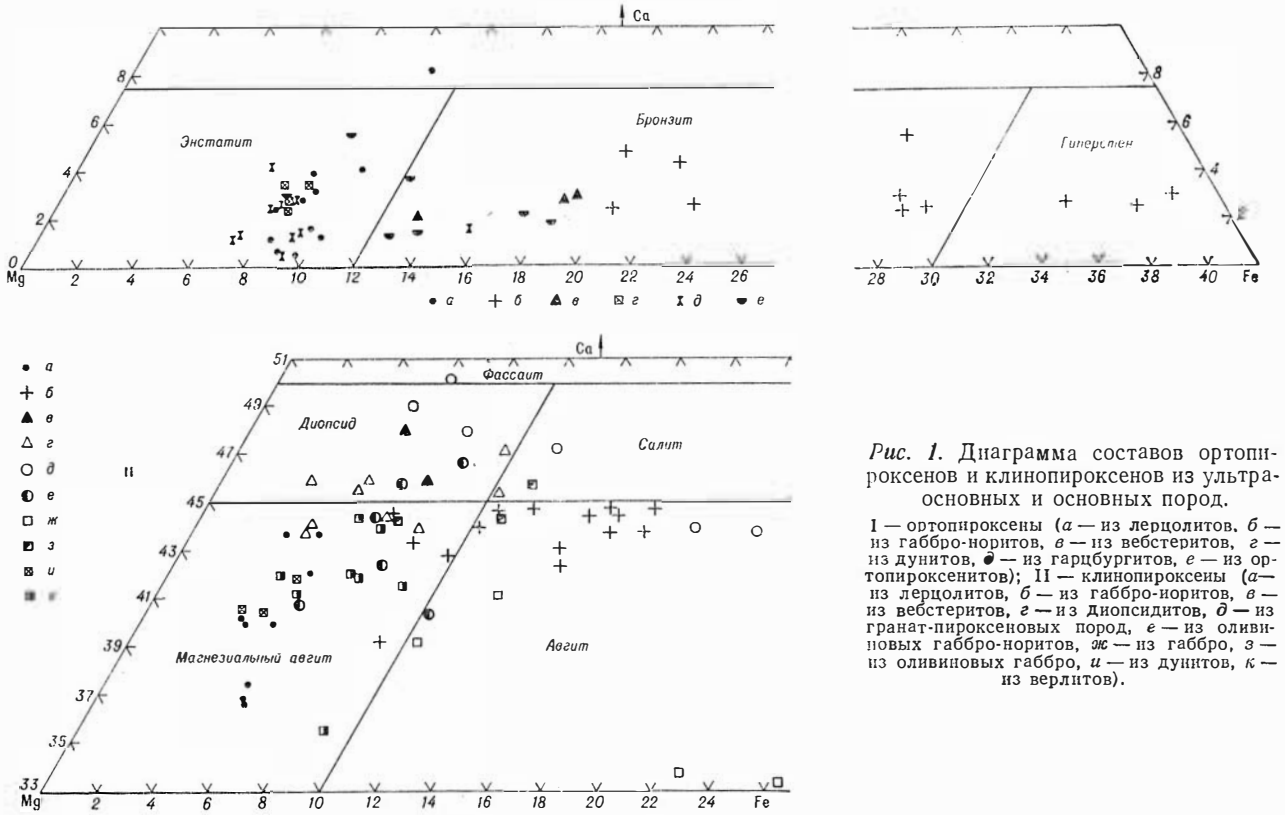


Рис. 1. Диаграмма составов ортопироксенов и клинопироксенов из ультраосновных и основных пород.

I — ортопироксены (*а* — из лерцолитов, *б* — из габбро-норитов, *в* — из вебстеритов, *г* — из дунитов, *д* — из гарцбургитов, *е* — из ортопироксенитов); II — клинопироксены (*а* — из лерцолитов, *б* — из габбро-норитов, *в* — из вебстеритов, *г* — из диопсидитов, *д* — из гранат-пироксеновых пород, *е* — из оливиновых габбро-норитов, *ж* — из габбро, *з* — из оливиновых габбро, *и* — из дунитов, *к* — из верлитов).

РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

Результаты химических анализов ортопироксенов из ультраосновных пород приведены в табл. 1. По своему составу они разделяются на две группы. Первая группа включает в себя анализы пироксенов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов (26 анализов). В этих породах ортопироксен всегда находится в парагенезисе с оливином. Вторую группу составляют анализы ортопироксенов из энстатититов, бронзититов и вебстеритов (9 анализов). В этих породах оливин в парагенезисе с ортопироксеном обычно не встречается. Выделение анализов ортопироксенов из пироксенитов в отдельную группу вызвано тем обстоятельством, что состав этих пироксенов очень изменчив и заметно отличается от состава ортопироксенов, дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. В последних ортопироксен менее железист. В пироксенитах энстатит встречается редко: жильные тела энстатититов — преимущественно в центральных частях гипербазитовых массивов, а в периферических частях последних обычно наблюдаются жилы бронзитов. При микроскопическом изучении было установлено, что ортопироксены из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов обычно не обнаруживают признаков плеохроизма, в то время как у ортопироксенов из пироксенитов часто наблюдается плеохроизм в кремовых тонах. Оптические константы ортопироксенов из разных типов пород показаны в табл. 2. Отличия ортопироксенов указанных двух групп устанавливаются по углу оптических осей: в ортопироксенах из пироксенитов он обычно имеет отрицательный знак, а в породах второй группы — положительный.

Еще более существенные различия были обнаружены при сопоставлении результатов химических анализов. Ортопироксены из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, с одной стороны, и пироксенитов, с другой, статистически значимо различаются по содержанию железа и магния. Кроме того, в пироксенах первой группы заметно больше хрома. В ортопироксенах из пироксенитов даже максимальные концентрации этого компонента оказались ниже, чем его среднее содержание в ортопироксенах дунитов и перидотитов.

Ортопироксены двух указанных групп отличаются и по параметрам элементарной ячейки (см. табл. 2). Так, в частности, значение параметра b_0 у ортопироксена пироксенитов обычно выше, чем ортопироксена из дунитов и перидотитов, если в минерале не содержится повышенного количества алюминия.

Ортопироксены габбро-норитов весьма существенно отличаются от ортопироксенов из ультраосновных пород. Как показал химический анализ (табл. 3), в габбро-норитах ортопироксен содержит намного меньше магния и больше железа, причем последнее в гораздо больших количествах представлено в виде трехвалентного. Кроме того, в описываемых ортопироксенах заметно меньше хрома и больше марганца. Вообще ортопироксены этих пород отличаются более высоким содержанием трехвалентных катионов в расчете на элементарную ячейку. В них постояннно присутствует титан, в то время как в ортопироксенах гипербазитов этот компонент был зафиксирован лишь в некоторых образцах и в заметно меньших количествах. В целом же ортопироксены из габбро-норитов по своему химическому составу чаще всего отвечают железистому бронзиту.

Значения оптических констант химически анализированных ортопироксенов из габбро-норитов (табл. 4) также обычно соответствуют бронзиту. При этом угол оптических осей всегда оказывался отрицательный. Ортопироксен этих пород отчетливо плеохроирует.

Таблица 1

Химический состав ромбических пироксенов из ультраосновных пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1000ж	1007а	1012а	1000г	1118	1159	1159-1	128	104а	22	197а
SiO_2	54,00	52,90	53,30	54,60	54,00	54,50	52,50	53,96	54,75	55,45	54,75
TiO_2	0,05	0,19	0,22	0,29	0,10	0,02	0,06	н.о.	0,12	н.о.	н. о.
Al_2O_3	2,20	2,78	1,39	2,20	1,58	1,03	2,08	1,95	2,66	1,03	1,74
Fe_2O_3	0,23	0,31	0,43	н.о.	0,58	н.о.	1,43	0,07	1,81	2,22	н. о.
FeO	5,24	5,57	5,46	5,60	5,33	5,50	4,56	6,22	4,89	4,20	9,99
MnO	0,07	0,05	0,07	0,08	0,14	0,09	0,11	0,14	0,15	0,15	0,18
MgO	34,54	34,03	35,00	33,65	34,12	35,54	35,53	34,95	33,94	34,02	30,40
CaO	1,88	1,88	1,36	1,41	1,64	1,41	1,64	0,72	0,78	0,24	0,91
Na_2O	0,12	0,23	0,08	0,43	0,22	0,02	0,06	0,05	0,01	0,08	0,09
K_2O	0,08	0,16	0,06	0,25	0,07	н.о.	н.о.	0,08	н.о.	0,02	0,03
Cr_2O_3	0,60	0,40	0,44	0,55	0,48	0,35	0,50	0,44	н.д.	н.д.	0,50
NiO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,08	»	»	0,03
CoO	0,004	0,006	0,007	0,004	0,004	0,006	0,004	0,05	»	»	0,01
P_2O_5	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,14	н.о.	0,11	сл.
H_2O-	0,60	0,30	0,40	0,70	0,50	0,60	0,80	0,04	н.д.	н.д.	0,20
П. п. п.	0,68	1,72	2,01	0,62	1,59	1,39	1,21	1,63	1,35	2,90	1,40
Сумма	100,31	100,54	100,24	100,40	100,38	100,47	100,51	99,91	100,47	100,42	100,22

Количество ионов в пересчёте на 6(O)

Si	1,895	1,870	1,893	1,912	1,910	1,920	1,884	1,899	1,912	1,958	1,955
Al^{IV}	0,093	0,115	0,060	0,093	0,068	0,042	0,089	0,085	0,088	0,042	0,045
Al^{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—	0,022	—	0,028
Ti	—	0,006	0,006	0,008	0,002	—	0,002	—	0,002	—	—
Fe^{3+}	0,004	0,009	0,013	—	0,017	—	0,038	0,004	0,046	0,059	—
Cr	0,017	0,013	0,013	0,017	0,013	0,008	0,013	0,013	—	—	0,013
Mg	1,806	1,794	1,852	1,757	1,797	1,865	1,873	1,834	1,766	1,791	1,618
Fe^{2+}	0,154	0,166	0,162	0,164	0,157	0,163	0,136	0,182	0,142	0,123	0,298
Mn	0,002	—	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,006
Ca	0,072	0,072	0,051	0,053	0,062	0,053	0,062	0,025	0,030	0,008	0,034
Na	0,008	0,013	0,009	0,025	0,013	—	0,004	0,004	—	0,008	0,009
K	0,004	0,009	0,004	0,013	0,004	—	—	0,004	—	—	—
F	8,05	8,86	8,63	8,54	8,84	8,04	8,52	9,21	9,66	9,25	15,57
Fe, %	7,76	8,57	8,42	8,31	8,56	7,83	8,25	9,10	9,48	9,19	15,28
Mg, %	88,70	87,90	89,12	89,01	88,39	89,62	88,81	89,68	89,01	90,41	82,97
Ca, %	3,54	3,53	2,45	2,68	3,05	2,55	2,94	1,22	1,51	0,40	1,74

Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	168а	20а	183а	326а	1129	1129-1	104	113	110	27	12а	621а
SiO_2	56,85	52,00	51,10	56,70	53,50	55,10	54,20	53,76	54,40	53,00	52,50	50,16
TiO_2	н.о.	0,11	0,06	н.о.	0,03	0,02	н.о.	н.о.	0,10	0,10	0,06	0,10
Al_2O_3	1,74	2,16	2,13	0,88	1,36	1,00	2,79	3,86	2,80	3,48	4,36	3,60
Fe_2O_3	0,16	0,33	2,00	0,26	1,03	0,51	н.о.	н.о.	1,27	1,85	0,68	н. о.
FeO	4,54	5,32	3,66	4,71	4,58	5,39	6,46	6,65	4,53	3,95	5,43	6,71
MnO	0,06	0,17	0,38	0,10	0,07	0,06	0,11	0,14	0,24	0,15	0,13	0,13
MgO	33,89	34,52	33,52	34,90	34,84	33,82	33,89	32,62	34,36	32,08	32,68	32,60
CaO	0,69	1,40	2,22	0,82	1,36	1,48	0,18	0,71	0,61	1,99	1,69	2,13
Na_2O	0,09	0,08	н.о.	н. о.	0,02	0,02	н.о.	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07
K_2O	0,06	н.о.	0,03	0,10	н.о.	0,01	0,07	0,10	н.о.	н.о.	н.о.	0,02
Cr_2O_3	0,50	0,55	0,58	0,36	0,51	0,36	0,55	0,44	0,35	0,74	0,59	0,85
NiO	0,15	0,13	0,13	0,08	н.о.	н.о.	0,04	0,08	н.д.	0,10	0,11	0,01
CoO	0,01	0,01	0,01	0,09	0,006	0,008	0,02	0,02	»	0,01	0,01	0,01
P_2O_5	сл.	0,06	0,05	0,04	0,02	0,04	0,11	0,14	»	0,07	0,03	0,25
H_2O-	0,35	0,69	0,90	0,30	0,30	0,70	0,08	0,12	»	0,50	0,40	0,20
П. п. п	1,60	3,10	2,80	1,19	2,81	2,10	1,48	1,10	1,36	1,94	1,46	3,65
Сумма	100,68	100,53	99,57	100,30	100,43	100,61	99,98	99,79	100,07	100,01	100,66	100,49
Количество ионов в пересчёте на 6(O)												
Si	1,908	1,870	1,860	1,971	1,906	1,951	1,910	1,898	1,902	1,884	1,858	1,829
Al^{IV}	0,069	0,095	0,092	0,029	0,060	0,043	0,090	0,102	0,098	0,116	0,142	0,153
Al^{VI}	—	—	—	0,009	—	—	0,024	0,059	0,015	0,029	0,041	—
Ti	—	0,002	0,001	—	—	—	—	—	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe^{3+}	0,004	0,009	0,030	0,008	0,026	0,013	—	—	0,034	0,051	0,017	—
Cr	0,012	0,015	0,018	0,010	0,013	0,009	0,015	0,013	0,011	0,021	0,017	0,024
Mg	1,696	1,851	1,818	1,808	1,850	1,783	1,781	1,715	1,791	1,700	1,724	1,722
Fe^{2+}	0,127	0,160	0,112	0,136	0,137	0,160	0,191	0,195	0,132	0,117	0,159	0,204
Mn	0,002	0,004	0,016	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,006	0,004	0,004	0,004
Ca	0,024	0,054	0,084	0,029	0,051	0,057	0,008	0,025	0,023	0,077	0,064	0,083
Na	0,008	0,009	—	—	—	—	—	0,004	0,004	0,004	0,009	0,009
K	0,004	—	—	0,004	—	—	0,004	0,004	—	—	—	—
F	7,17	8,35	8,48	7,38	8,09	8,81	9,67	10,21	8,49	9,03	9,28	10,31
Fe, %	7,08	8,15	6,95	7,27	7,90	8,59	9,65	10,08	8,38	8,64	8,96	10,15
Mg, %	91,63	89,25	88,94	91,27	89,63	88,57	89,95	88,63	90,45	87,40	87,78	85,71
Ca, %	1,29	2,60	4,11	1,46	2,47	2,83	0,40	1,29	1,17	3,96	3,26	4,13

Компонент	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	621	557-2	821-2	1116	110б	321е	77г	192	180а	319	80г	411в
SiO_2	50,52	54,20	52,88	54,50	50,94	52,30	56,05	56,15	53,75	54,90	55,70	56,0
TiO_2	0,10	сл.	сл.	0,02	0,19	0,064	н.о.	н.о.	0,05	0,03	н.д.	н.д.
Al_2O_3	3,30	0,67	2,16	1,00	7,62	1,18	0,87	0,65	0,66	0,58	0,40	1,40
Fe_2O_3	н.о.	н.о.	н.о.	1,47	2,05	0,35	0,30	1,05	2,30	2,01	н.д.	н.д.
FeO	6,33	7,50	6,20	6,79	6,53	12,11	11,37	7,38	4,02	9,42	12,20	8,98
MnO	0,10	0,19	0,13	0,04	0,16	0,29	0,214	0,15	0,16	0,26	0,28	0,20
MgO	32,80	31,30	35,10	31,58	30,03	29,23	28,51	31,72	31,58	30,41	30,20	31,90
CaO	0,83	4,37	0,35	1,88	1,02	1,50	1,37	0,68	2,80	1,05	0,96	0,74
Na_2O	0,04	0,08	0,03	0,08	0,10	н.о.	0,09	0,09	0,08	н.о.	н.д.	н.д.
K_2O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,10	0,03	0,08	0,03	»	»	»
Cr_2O_3	0,83	0,22	0,55	0,29	0,09	0,21	0,38	0,42	0,39	0,13	0,20	0,40
NiO	0,08	0,01	0,04	н.о.	н.д.	0,076	0,02	0,03	0,08	0,08	н.д.	н.д.
CoO	0,02	0,02	0,01	0,009	»	0,013	0,01	0,007	0,008	0,01	»	»
P_2O_5	0,52	0,11	0,36	0,02	»	0,046	сл.	сл.	0,07	0,01	»	»
H_2O^-	0,32	0,08	0,32	0,50	»	0,90	0,20	0,20	0,55	0,45	»	»
П. п. п.	3,33	1,80	2,35	2,26	1,48	0,35	0,95	1,22	3,90	1,35	»	»
Сумма	100,45	100,68	100,50	100,46	100,23	99,53	100,36	99,82	100,37	100,68	99,14	99,62
Количество ионов в пересчёте на 6(O)												
Si	1,858	1,938	1,888	1,950	1,803	1,940	1,997	1,987	1,947	1,962	1,981	1,966
Al^{IV}	0,142	0,030	0,094	0,043	0,197	0,052	0,003	0,013	0,030	0,026	0,017	0,034
Al^{VI}	—	—	—	—	0,122	—	0,036	0,017	—	—	—	0,025
Ti	0,002	—	—	—	0,006	0,002	—	—	0,002	—	—	—
Fe^{3+}	—	—	—	0,039	0,055	0,009	0,009	0,025	0,061	0,056	—	—
Cr	0,022	0,004	0,013	0,009	—	0,004	0,013	0,013	0,013	0,004	0,004	0,013
Mg	1,801	1,668	1,864	1,685	1,583	1,585	1,513	1,670	1,706	1,618	1,600	1,669
Fe^{2+}	0,195	0,223	0,184	0,204	0,191	0,367	0,340	0,219	0,122	0,282	0,363	0,264
Mn	0,002	0,006	0,002	—	0,004	0,009	0,006	0,004	0,004	0,008	0,008	0,007
Ca	0,033	0,168	0,013	0,073	0,038	0,055	0,051	0,025	0,109	0,040	0,036	0,027
Na	0,004	0,009	—	0,009	0,009	—	0,009	0,008	0,004	—	—	—
K	—	—	—	—	—	0,004	—	0,004	—	—	—	—
F	9,76	11,82	8,99	12,60	13,47	19,18	18,74	12,76	9,68	17,23	18,50	13,65
Fe, %	9,61	10,83	8,91	12,14	13,18	18,65	18,24	12,58	9,16	16,93	18,16	13,47
Mg, %	88,76	81,01	90,46	84,21	84,79	78,62	79,09	86,13	85,39	81,06	80,04	85,15
Ca, %	1,63	0,16	0,63	3,65	2,03	2,73	2,67	1,29	5,46	2,01	1,80	1,38

Примечание. Минеральные виды: энстатиты — 1—10, 12—26, 32; бронзиты — 11, 27—31, 33—35. Породы, из которых анализировались пироксены: дуниты — 1—4; гарцбургиты — 5—15; лерцолиты — 16—26; пироксениты — 27—35. Места отбора образцов: 1—5, 27 — Камчатский мыс; 8—10, 18—20, 28 — Усть-Бельские горы; 6, 7, 16, 17 — о. Карагинский, 14 — р. Ягельная; 11, 30, 31, 34 — гора Красная; 12, 32 — р. Четкинваям; 13, 21, 22 — Тамватнейские горы; 15, 25, 29, 33, 35 — Чирынайские горы; 26 — мыс Валижген; 23, 24 — р. Ганкуваям (приток р. Куюл). Аналитики: Г. Г. Балакина — 1—7, 16, 17, 27, Е. Н. Жукова — 8—10, 18—20, Э. С. Гулецкая — 11—15, 21, 22, 29—33, И. К. Кузнецова — 28, Л. С. Зоркина — 23—26, Ю. Г. Лаврентьев, микрозонд,— 34, 35. Для образцов 1—3, 18—26, 28, 29 приводятся анализы сосуществующих клинопироксенов.

Таблица 2

Оптические свойства и параметры элементарной ячейки ромбических пироксенов из ультраосновных пород

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	1000ж	1007а	1012а	1000г	1118	1159	1159-1	128	104а	22	197а	168а
Ng	—	1,672	1,671	1,672	1,676	1,672	1,670	—	—	—	1,680	1,671
Np	—	1,661	1,661	1,662	1,666	1,662	1,660	—	—	—	1,669	1,661
$2V°$	+86	+87	+87	+87	+84	+86	+85	—	—	—	+86	—
a_0	18,258	18,260	18,258	18,261	18,252	18,258	18,258	18,276	18,252	—	18,252	18,288
b_0	8,810	8,810	8,810	8,810	8,820	8,810	8,810	8,838	8,814	—	8,838	8,826
c_0	5,162	5,167	5,170	5,151	5,199	5,168	5,162	5,193	5,205	—	5,197	5,201

Продолжение табл. 2

Параметр	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	20а	183а	326а	1129	1129-1	104	113	110	27	12а	621а	621
Ng	1,671	1,677	1,670	—	1,671	—	—	1,673	1,678	—	1,672	1,672
Np	1,662	1,668	1,660	—	1,662	—	—	1,663	1,667	—	1,662	1,662
$2V°$	+84	+87	+85	+89	+83	—	—	+83	—	—	—	—
b_0	18,264	18,276	18,264	18,252	18,240	18,252	18,252	—	18,288	18,276	18,300	18,276
c_0	8,826	8,832	8,832	8,814	8,826	8,796	8,796	—	8,814	8,826	8,826	8,814
a_0	5,201	5,209	5,209	5,195	5,183	5,185	5,209	—	5,205	5,209	5,205	5,209

Окончание табл. 2

Параметр	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	557-2	821-2	1116	110б	321е	77г	192	180а	319	80г	411-в
Ng	1,672	—	—	1,681	1,686	1,687	1,679	1,671	1,682	1,686	1,681
Np	1,668	—	—	1,671	1,674	1,675	1,667	1,661	1,671	1,674	1,670
$2V°$	—	—	—	+88	—84	—82	—88	+86	—86	—82	—86
a_0	18,288	18,300	18,258	18,288	18,288	18,276	18,276	18,264	18,276	—	—
b_0	8,856	8,820	8,810	8,784	8,856	8,856	8,850	8,850	8,856	—	—
c_0	5,205	5,205	5,170	5,210	5,213	5,217	5,205	5,201	5,213	—	—

Расчеты параметров элементарной ячейки показали, что значения параметра b_0 ортопироксенов из габбро-норитов выше, чем минерала из ультраосновных пород.

Все полученные оптические анализы ортопироксенов из ультраосновных и основных пород Северо-Востока СССР были пересчитаны на три основных компонента (магниевый, кальциевый и железистый) (см. табл. 1, 3) и нанесены на треугольную диаграмму (см. рис. 1). На этой диаграмме видно, что изученные ортопироксены по своему составу образуют ряд от энстатита до гиперстена. Составы ортопироксенов из пироксенитов и габбро-норитов изменяются главным образом по содержанию магния и железа. В свою очередь, точки составов ортопироксенов из ультраосновных пород образуют компактную группу в поле энстатита, обнаруживая лишь некоторый разброс по кальцию.

Таблица 3

Химический состав ромбических пироксенов из габбро-норитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	516-1	577-1	509	509-1	316н	406а	186-2	825	827	633а	823-5
SiO_2	52,20	51,41	51,63	52,09	51,54	55,08	53,63	52,08	53,05	53,83	53,69
TiO_2	0,41	0,48	0,39	0,33	0,23	0,28	0,22	0,20	0,22	0,20	0,29
Al_2O_3	2,43	1,64	2,32	2,69	2,36	1,56	2,44	1,77	2,52	1,39	2,67
Fe_2O_3	2,95	3,39	2,46	2,06	3,24	1,98	2,13	1,29	1,70	2,67	2,28
FeO	18,90	19,05	18,72	15,30	15,56	11,01	10,62	16,98	14,62	11,83	12,50
MnO	0,59	0,53	0,72	0,53	0,47	0,41	0,34	0,38	0,30	0,23	0,44
MgO	19,40	20,89	22,32	24,57	27,69	28,84	27,54	25,57	23,43	26,71	26,16
CaO	1,28	1,16	1,36	1,39	1,19	1,22	2,47	1,18	2,72	2,36	1,28
Na_2O	0,06	0,16	0,05	0,08	0,05	0,07	0,08	0,04	0,19	0,07	0,14
K_2O	0,05	0,17	0,05	0,06	0,09	0,05	н. о.	0,01	0,07	0,02	0,07
Cr_2O_3	0,05	0,03	0,05	0,07	0,08	0,08	0,18	сл.	0,04	0,11	0,07
NiO	0,01	сл.	0,01	сл.	0,19	0,06	0,614	0,01	0,05	0,05	сл.
CoO	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	0,01	0,01	0,01	н. д.
P_2O_5	»	»	»	»	»	»	»	сл.	сл.	сл.	»
H_2O-	»	»	»	»	»	»	»	0,07	0,09	н. о.	»
П. п. п.	1,66	0,86	н. о.	0,51	1,25	0,30	0,46	0,66	0,72	1,10	0,12
Сумма . . .	99,99	99,77	100,08	99,68	99,94	99,94	100,25	100,25	99,73	100,58	99,71

Количество ионов в пересчёте на 6(O)

Si	1,968	1,937	1,914	1,913	1,925	1,961	1,922	1,915	1,945	1,933	1,934
Al^{IV}	0,032	0,063	0,086	0,087	0,075	0,039	0,078	0,080	0,051	0,067	0,066
Al^{VI}	0,077	0,009	0,016	0,028	0,033	0,029	0,025	—	0,059	—	0,046
Ti	0,011	0,014	0,011	0,009	0,007	0,009	0,006	0,007	0,007	0,007	0,009
Fe^{3+}	0,082	0,095	0,071	0,057	0,063	0,056	0,056	0,035	0,049	0,048	0,061
Cr	0,004	—	—	0,004	0,004	0,004	0,004	—	—	0,004	0,004
Mg	1,089	1,173	1,234	1,344	1,319	1,478	1,470	1,401	1,280	1,470	1,404
Fe^{2+}	0,595	0,600	0,579	0,470	0,487	0,327	0,319	0,524	0,448	0,382	0,376
Mn	0,018	0,016	0,022	0,015	0,016	0,013	0,009	0,013	0,009	0,007	0,013
Ca	0,052	0,048	0,053	0,055	0,047	0,045	0,095	0,046	0,106	0,087	0,050
Na	0,005	0,014	0,004	0,009	0,004	0,009	0,009	—	0,013	—	0,009
K	0,004	0,009	0,004	0,004	0,004	0,004	—	—	0,004	—	0,004
Fe, %	37,2	36,3	33,6	27,4	28,7	20,1	19,3	27,8	26,4	21,6	23,1
Mg, %	59,9	61,2	63,7	69,7	68,8	77,5	75,8	69,8	68,00	74,0	74,3
Ca, %	2,9	2,5	2,7	2,9	2,5	2,4	4,9	2,4	5,6	4,4	2,6
F	38,4	37,2	34,5	28,9	29,4	20,6	20,3	28,5	28,0	22,6	23,7

Примечание. Минеральные виды: бронзиты — 4—11; гиперстены — 1—3. Места отбора образцов: гора Серая (верховье р. Чирынай) — 3—5; Чирынайские горы — 1, 2; р. Лозовка (приток р. Чирынай) — 6; р. Ягельная (приток р. Мал. Научирынай) — 7; мыс Валижген — 8, 9, 11; р. Ганкуваям (приток р. Куюл) — 10. Аналитики: И. К. Кузнецова — 1—7; 11; Э. С. Гулецкая — 8—10. В табл. 6 для всех образцов, кроме 9, приводятся химанализы сосуществующих клинопироксенов.

Таблица 4

Оптические свойства и параметры элементарной ячейки ромбических пироксенов из габбро-норитов

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	516-1	577-1	509	509-1	316н	406а	186в	825	827	633а	8235
Ng	1,704	1,706	1,709	1,700	1,700	1,686	1,689	1,704	1,696	1,690	1,694
Np	1,694	1,696	1,698	1,688	1,688	1,674	1,677	1,694	1,684	1,678	1,682
$-2V°$	58	58	65	73	69	73	82	65	72	72	77
a_0	18,30	18,35	18,32	18,29	18,31	18,25	18,28	18,32	18,26	18,30	18,30
b_0	8,89	8,90	8,88	8,86	8,88	8,85	8,86	8,88	8,81	8,86	8,86
c_0	5,21	5,22	5,20	5,20	5,22	5,20	5,20	5,21	5,22	5,21	5,21

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

Химические анализы клинопироксенов (табл. 5, 6), исходя из образуемых этим минералом парагенетических ассоциаций, разделены на пять групп (выборок). В первую из них вошли анализы клинопироксенов из дунитов, лерцолитов и верлитов (20 ан.). В этих породах клинопироксен всегда находится в парагенезисе с оливином. Вторая группа представлена анализами клинопироксенов из вебстеритов и диопсидов, в которых оливин обычно не присутствует (9 ан.). Третья группа — анализы клинопироксенов из гранат-пироксеновых и шпинель-пироксеновых пород (8 ан.), причем в последних шпинель представлена бесхромовой разностью. Анализы клинопироксенов из габбро-норитов (21 ан.) и габбро (7 ан.) представлены соответственно в четвертой и пятой группах.

Как показали анализы (табл. 5), клинопироксены из дунитов, лерцолитов и верлитов характеризуются очень высоким содержанием магния, низкими — кальция, титана, марганца и щелочей. Обращает на себя внимание высокое содержание алюминия, который почти весь находится в четверной координации, вероятнее всего в виде компонента Чермака. В клинопироксенах этой группы отмечается повышенное содержание хрома, которое в форме трехокиси в среднем составляет 0,65 вес. %. В целом клинопироксены из дунитов, лерцолитов и верлитов, по данным химических анализов, в большинстве случаев соответствуют хромистым магнезиальным авгитам.

Оптические константы и параметры элементарной ячейки клинопироксенов из ультраосновных пород приведены в табл. 7. Общеизвестно, что по оптическим константам не удается проводить удовлетворительную диагностику клинопироксенов, поэтому эти данные имеют исключительно вспомогательное назначение (Пинус и др., 1973). Судя по данным табл. 7, клинопироксены из дунитов, лерцолитов и верлитов не отличаются от клинопироксенов пироксенитов, однако изредка в пироксенитах наблюдаются разности с более высокими показателями преломления.

По параметрам элементарной ячейки клинопироксены двух первых групп также не несут заметных различий.

Клинопироксены из пироксенитов (см. табл. 5) отличаются значительными вариациями содержания железа. Соотношения кальция и магния близки к стехиометрическим. По сравнению с клинопироксенами предыдущей группы в них несколько меньше алюминия, хрома и в целом трехвалентных катионов. В то же время значения общей

Таблица 5

Химический состав клинопироксенов из ультраосновных пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	1000ж	1007а	1012а	104	113	110	27	12а	621	5572	621а	821-2	242а
SiO_2	52,00	50,90	51,30	50,88	51,56	50,36	49,20	49,70	48,96	53,40	48,90	51,68	50,60
TiO_2	0,02	0,20	0,03	н. о.	0,06	0,07	0,10	0,10	сл.	сл.	0,20	сл.	0,20
Al_2O_3	2,15	3,23	1,49	2,90	4,51	2,37	4,14	5,08	4,50	0,67	4,00	2,16	3,28
Fe_2O_3	н. о.	0,70	н. о.	0,67	0,62	1,52	3,52	2,61	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	1,00
FeO	2,71	2,46	2,26	2,33	2,53	1,05	0,20	0,72	3,41	3,00	3,30	2,27	3,30
MnO	0,08	0,07	0,02	0,10	0,08	0,13	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07	0,08	0,15
MgO	20,47	19,07	20,78	19,64	17,82	20,32	20,66	19,15	20,30	19,00	20,60	19,00	18,52
CaO	21,02	20,75	21,00	20,10	20,10	20,36	18,34	19,51	17,98	22,37	18,69	22,00	20,85
Na_2O	0,18	0,58	0,22	0,41	0,81	0,48	0,18	0,43	0,22	0,26	0,24	0,18	0,27
K_2O	0,03	0,03	0,03	0,08	0,10	0,05	0,10	н. о.	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02
Cr_2O_3	0,86	0,96	0,64	0,75	0,77	0,63	1,08	1,01	1,15	0,87	1,14	0,73	н. о.
NiO		н. о.		0,04	0,05	н. д.	0,08	0,09	0,01	0,022	0,04	0,03	н. д.
CoO	0,004	0,002	0,003	0,01	0,02	»	сл.	сл.	0,02	0,01	0,01	0,02	н. д.
P_2O_5	0,02	0,08	0,02	0,11	0,11	»	0,11	0,07	0,31	0,47	0,15	0,06	н. о.
H_2O^-	0,50	0,40	0,40	0,16	0,04	н. о.	0,11	0,50	0,28	0,16	0,32	0,28	0,20
П. п. п.	0,60	1,27	1,85	1,81	1,04	2,44	2,22	1,58	2,78	0,82	2,63	1,41	1,29
Сумма . . .	100,64	100,70	100,04	99,99	100,24	99,78	100,13	100,66	100,02	100,65	100,34	99,93	99,68
Количество ионов в пересчёте на 6(O)													
Si	1,896	1,873	1,906	1,888	1,888	1,875	1,823	1,828	1,831	1,941	1,810	1,911	1,880
Al^{IV}	0,096	0,127	0,067	0,112	0,112	0,107	0,178	0,172	0,169	0,031	0,173	0,089	0,120
Al^{VI}	—	0,010	—	0,013	0,072	—	—	0,049	0,029	—	—	0,008	0,023

Ti	—	0,007	—	—	0,002	0,002	0,002	0,002	—	—	0,007	—	0,007
Fe^{3+}	—	0,018	—	0,019	0,018	0,040	0,098	0,071	—	—	—	—	0,027
Cr	0,026	0,031	0,020	0,022	0,022	0,018	0,033	0,031	0,036	0,026	0,033	0,022	—
Mg	1,111	1,046	1,149	1,085	0,972	1,126	1,140	1,050	1,130	1,033	1,136	1,047	1,025
Fe^{2+}	0,083	0,075	0,071	0,071	0,077	0,034	0,007	0,022	0,106	0,092	0,102	0,069	0,103
Mn	0,002	0,002	—	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004
Ca	0,820	0,818	0,835	0,798	0,788	0,812	0,728	0,762	0,717	0,873	0,740	0,871	0,831
Na	0,013	0,044	0,013	0,027	0,057	0,036	0,013	0,027	0,013	0,013	0,018	0,013	0,018
K	—	—	—	0,004	0,004	—	0,004	—	—	—	0,004	—	—
Fe, %	4,12	4,75	3,45	4,56	5,12	3,68	5,32	4,88	5,43	4,60	5,16	3,47	6,55
Mg, %	55,16	53,45	55,91	54,99	52,40	55,96	57,78	55,12	57,86	51,70	57,43	52,69	51,61
Ca, %	40,72	41,80	40,64	40,45	42,48	40,36	36,90	40,00	36,71	43,70	37,41	43,84	41,84
F	6,97	8,16	5,85	7,59	8,87	6,16	8,41	8,12	8,54	8,19	8,26	6,36	11,22

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	2 4	169а	267	327	1039б	896-1	1126-2	896-1к	1031	1039а	753-3	1018	253
SiO_2	51,05	50,40	50,06	52,25	50,30	49,60	50,20	48,90	52,20	53,40	49,70	52,50	51,05
TiO_2	1,25	0,02	0,10	0,03	0,14	0,45	0,19	0,38	0,14	0,12	0,42	0,10	0,12
Al_2O_3	1,22	1,36	2,58	1,66	1,22	3,64	3,12	3,42	1,17	1,28	5,32	1,32	1,85
Fe_2O_3	0,68	0,06	1,28	1,35	0,23	1,11	0,36	1,11	н. о.	н. о.	2,03	н. о.	2,38
FeO	3,12	2,75	2,00	3,05	5,82	4,51	3,95	4,20	3,25	3,25	4,02	2,69	2,20
MnO	0,15	н. о.	0,10	0,13	0,11	0,14	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,06	0,11
MgO	18,17	20,67	19,61	17,64	21,24	17,70	18,29	17,23	17,40	17,74	14,80	18,79	17,69
CaO	22,32	22,08	20,84	22,08	18,80	20,65	20,89	22,06	23,23	23,00	22,53	22,30	22,35
Na_2O	0,39	0,31	0,48	0,17	0,38	0,23	0,32	0,35	0,35	0,40	0,44	0,28	0,31
K_2O	0,01	0,02	н. о.	н. о.	0,03	0,09	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02
Cr_2O_3	н. о.	н. о.	0,76	0,22	0,13	0,33	0,58	0,24	0,21	0,35	0,04	0,49	0,65
NiO	н. д.	н. д.	н. д.	0,08	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. д.

2 Заказ № 538

Продолжение табл. 5

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	264	169а	267	327	103 б	896-1	1126-2	896-1к	1031	1039а	753-3	1018	253
CoO	н. д.	н. д.	н. д.	0,05	0,005	0,005	0,003	0,004	0,004	0,002	н. о.	0,003	н. о.
P_2O_5	0,03	н. о.	н. д.	0,05	0,02	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,08
H_2O-	0,20	0,60	н. о.	0,15	0,40	0,30	0,90	0,40	0,20	0,40	0,30	0,60	1,35
П. п. п.	1,02	1,68	2,30	1,39	1,85	1,40	1,54	1,47	1,43	0,44	0,75	1,54	1,38
Сумма . . .	99,61	99,95	100,11	100,32	100,67	100,18	100,50	99,91	99,71	100,50	100,49	100,71	100,54
Количество ионов в пересчете на 6 (O)													
Si	1,903	1,890	1,866	1,933	1,881	1,853	1,873	1,846	1,946	1,955	1,845	1,938	1,894
Al^{IV}	0,054	0,060	0,116	0,067	0,054	0,147	0,127	0,150	0,054	0,045	0,155	0,058	0,085
Al^{VI}	—	—	—	0,008	—	0,010	0,008	—	—	0,012	0,077	—	—
Ti	0,036	—	0,002	—	0,004	0,013	0,007	0,011	0,004	0,002	0,011	0,002	0,002
Fe^{3+}	0,018	0,002	0,036	0,040	0,004	0,031	0,013	0,032	—	—	0,058	—	0,067
Cr	—	—	0,022	0,004	0,004	0,009	0,018	0,005	0,004	0,011	—	0,013	0,020
Mg	1,010	1,154	1,087	0,973	1,184	0,986	1,018	0,968	0,968	0,967	19	1,033	0,978
Fe^{2+}	0,096	0,086	0,063	0,095	0,182	0,142	0,123	0,132	0,103	0,101	0,125	0,084	0,069
Mn	0,004	—	0,002	0,004	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ca	0,891	0,887	0,832	0,876	0,753	0,827	0,837	0,893	0,927	0,901	0,894	0,882	0,889
Na	0,027	0,024	0,036	0,013	0,027	0,018	0,022	0,025	0,0025	0,026	0,027	0,022	0,022
K	—	—	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—
Fe, %	5,66	4,13	4,91	6,80	8,76	8,71	6,83	8,10	5,16	5,13	9,65	4,20	6,79
Mg, %	50,12	54,20	53,87	49,04	55,77	49,65	51,13	47,80	48,45	49,11	43,20	51,68	48,83
Ca, %	44,22	41,67	41,22	44,16	35,47	41,64	42,04	44,10	46,39	45,76	47,15	44,12	44,38
F	10,16	7,41	8,30	12,22	13,61	14,92	11,84	14,43	9,62	9,47	18,26	7,54	12,20

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	1696	321е	338в	165з	110б	255	78а	574-3	182г	2	252
SiO_2	50,95	52,45	55,5	46,85	49,28	46,65	50,20	50,85	46,85	48,50	49,80
TiO_2	0,02	0,052	н. д.	0,30	0,68	0,30	0,65	0,45	1,35	1,02	0,40
Al_2O_3	0,79	1,49	0,82	6,73	9,07	8,64	6,34	5,05	6,02	7,02	5,74
Fe_2O_3	0,73	1,77	н. д.	2,02	1,43	1,11	1,50	1,29	3,99	10,96	0,11
FeO	2,15	2,98	2,01	4,40	1,82	3,67	1,91	2,54	7,07	1,35	6,57
MnO	0,11	0,13	н. д.	0,15	0,11	0,11	0,04	0,04	0,10	0,13	0,08
MgO	19,45	16,96	18,0	15,26	14,69	14,80	14,96	14,48	12,73	10,94	13,80
CaO	22,81	22,19	23,1	21,72	21,34	22,83	22,42	23,35	22,34	19,02	22,00
Na_2O	0,40	0,25	0,22	0,22	1,15	0,31	0,54	0,50	0,34	0,91	0,53
K_2O	0,05	н. о.	н. д.	0,05	0,06	0,01	0,02	0,02	0,02	0,27	0,04
Cr_2O_3	0,45	0,74	0,60	н. о.	0,07	н. о.	н. о.	сл.	сл.	н. д.	0,109
NiO	н. д.	0,064	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	»	н. о.	»	0,01
CoO	»	0,0038	»	»	»	»	0,03	0,03	0,02	»	0,03
P_2O_5	0,16	0,040	»	0,08	»	сл.	0,16	0,14	0,07	0,10	0,13
H_2O^-	0,30	0,30	»	0,05	н. о.	0,10	0,05	н. о.	н. о.	н. д.	н. о.
П. п. п.	1,97	0,44	»	1,85	0,76	1,71	1,01	0,98	1,39	0,10	1,18
Сумма . . .	100,34	99,87	100,4	99,68	100,47	100,23	99,84	99,73	100,30	100,41	100,40
Количество ионов в пересчёте на 6(O)											
Si	1,907	1,953	2,000	1,775	1,791	1,762	1,851	1,844	1,781	1,797	1,790
Al^{IV}	0,034	0,047	—	0,225	0,209	0,238	0,149	0,116	0,219	0,203	0,210
Al^{VI}	—	0,020	0,035	0,075	0,180	0,143	0,125	0,106	0,050	0,104	0,032
Ti	—	—	—	0,009	0,020	0,009	0,019	0,013	0,038	0,029	0,022
Fe^{3+}	0,021	0,049	—	0,059	0,039	0,032	0,039	0,035	0,114	0,307	0,004

Окончание табл. 5

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	169б	321е	338в	165з	110б	255	78а	575-3	182г	2	252
Cr	0,013	0,022	0,017	—	0,004	—	—	—	—	—	0,004
Mg	1,085	0,899	0,965	0,860	0,797	0,832	0,822	0,801	0,719	0,604	0,739
Fe^{2+}	0,067	0,094	0,061	0,139	0,055	0,116	0,057	0,077	0,226	0,040	0,199
Mn	0,003	0,004	—	0,005	0,002	0,002	—	—	0,002	0,003	0,002
Ca	0,914	0,886	0,892	0,881	0,832	0,923	0,884	0,926	0,828	0,739	0,847
Na	0,028	0,018	0,013	0,014	0,083	0,023	0,038	0,035	0,027	0,067	0,035
K	0,002	—	—	0,005	0,002	—	—	—	—	0,013	—
Fe, %	4,22	7,42	3,18	10,21	5,46	7,78	5,33	6,09	18,02	20,53	11,35
Mg, %	51,99	46,63	50,31	44,35	46,26	43,72	45,62	43,56	38,10	35,74	41,31
Ca, %	43,79	45,95	46,51	45,44	48,28	48,50	49,05	50,35	43,88	43,74	47,34
F	7,36	13,20	5,21	18,71	10,54	15,05	10,60	12,41	32,04	36,68	21,38

Примечание. Минеральные виды: магнезиальные авгиты — 1—22, 25—27; диопсиды — 23, 24, 28, 29, 31—33; салиты — 30, 37; фассаит — 34, авгиты — 35, 36. Породы, из которых анализировались пироксены: дуниты — 1—3; лерцолиты — 4—12; верлиты — 13—20; пироксениты — 21—31; гранатсодержащие породы — 32—37. Места отбора образцов: 1—3, 25 — Камчатский мыс; 4—6, 31 — Усть-Бельские горы; 7, 8 — Тамватнейские горы; 12 — мыс Валижген; 9, 11 — р. Ганкуваям (приток р. Куюл); 10, 17, 28, 29, 34, 37 — Чирынайские горы; 13, 14, 15, 16, 26, 27, 30, 32 — хребет Пекульней; 36 — п-ов Тайгонос; 33 — гора Красная; 35 — р. Четкинваям; 19, 21, 24 — р. Тополевка; 18, 22, 23 — р. Ветвей; 20 — о. Карагинский. Аналитики: Г. Г. Балакина — 1—3, 18—25, Е. Н. Жукова — 4—6, 33—35, Э. С. Гулецкая — 7, 8, 17, 28, А. В. Сухаренко — 13, 14—16, 26, 27, 30, 32, А. С. Зоркина — 9—12, 37, И. К. Кузнецова — 31, Ю. Г. Лаврентьев, микрозонд,— 29, Г — по данным М. Л. Гельмана и др. (1968). Для образцов 1—12, 28, 31 приводятся анализы сосуществующих ортопироксенов.

железистости клинопироксена пироксенитов близки к таковым для пород первой группы.

По данным химических анализов, клинопироксены из пироксенитов по составу чаще соответствуют диопсиду.

Клинопироксены третьей группы пород, содержащих в своем составе гранат или шпинель (см. табл. 5), отличаются большими колебаниями содержаний железа и магния и повышенной величиной суммы трехвалентных катионов. Небольшое содержание щелочей и повышенное алюминия дают основание предполагать, что преобладающая часть алюминия входит в состав клинопироксена в виде компонента Чермака, в то время как в виде жаденитового компонента в нем присутствует лишь незначительная часть этого элемента (Pinus e. a., 1970). По соотношению содержаний магния и кальция клинопироксены этой группы отличаются от клинопироксенов ультраосновных пород и габброидов. Это выражается в преобладании кальция над магнием на элементарную ячейку. Кроме того, клинопироксены гранатсодержащих пород отличаются от всех остальных изученных клинопироксе-

Таблица 6

Химический состав клинопироксенов из габброидов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	176в	174б	272	30в	514	515-1	516-1	577-1	509	509-1
SiO_2	45,95	48,10	49,90	50,8	50,85	50,25	51,76	52,31	51,15	52,10
TiO_2	0,65	0,70	0,90	0,49	0,22	0,19	0,48	0,36	0,25	0,17
Al_2O_3	4,45	2,01	2,54	5,24	3,72	4,00	3,28	2,22	2,41	2,87
Fe_2O_3	1,98	0,25	0,95	н. о.	0,87	н. о.	1,87	3,54	2,02	1,87
FeO	13,89	13,77	6,61	6,07	6,85	9,75	7,11	5,88	6,57	4,31
MnO	0,30	0,23	0,23	0,18	0,17	0,35	0,40	0,35	0,25	0,18
MgO	12,93	15,02	15,83	16,91	15,18	13,48	13,35	13,81	14,28	16,30
CaO	15,41	16,39	19,61	18,16	20,49	20,49	20,58	20,45	21,14	20,56
Na_2O	0,66	0,50	0,55	0,64	0,27	0,27	0,25	0,42	0,57	0,34
K_2O	0,15	0,07	0,05	0,05	0,03	0,02	0,08	0,11	0,06	0,08
Cr_2O_3	н. о.	н. о.	н. о.	0,22	0,25	0,15	0,06	0,05	0,03	0,13
NiO	н. д.	н. д.	н. д.	0,04	н. о.	н. о.	сл.	0,03	0,05	0,06
CoO	»	»	»	0,01	0,02	0,03	н. д.	н. д.	0,01	0,01
P_2O_5	0,03	0,03	0,03	сл.	н. о.	н. о.	»	»	0,08	0,05
H_2O-	0,30	0,35	0,35	0,10	»	»	»	»	н. д.	н. д.
П. п. п.	2,85	2,20	1,87	1,50	1,31	1,14	0,62	0,58	1,33	1,38
Сумма . . .	99,95	99,62	99,42	100,41	100,23	100,12	99,84	100,11	100,20	100,41

Количество ионов в пересчёте на 6(O)

Si	1,823	1,880	1,900	1,881	1,884	1,896	1,932	1,946	1,921	1,931
Al^{IV}	0,177	0,090	0,100	0,119	0,116	0,104	0,068	0,054	0,079	0,069
Al^{VI}	0,021	—	0,014	0,108	0,044	0,073	0,076	0,044	0,029	0,056
Ti	0,019	0,020	0,026	0,013	0,007	0,007	0,013	0,011	0,007	0,005
Fe^{3+}	0,059	0,008	0,027	—	0,054	—	0,054	0,098	0,063	0,053
Cr	—	—	—	0,007	0,008	0,004	0,006	0,001	—	0,004
Mg	0,765	0,880	0,900	0,933	0,840	0,757	0,743	0,765	0,799	0,900
Fe^{2+}	0,461	0,450	0,211	0,189	0,214	0,308	0,222	0,183	0,205	0,134
Mn	0,010	0,008	0,007	0,004	0,007	0,011	0,013	0,011	0,009	0,006
Ca	0,657	0,690	0,800	0,721	0,815	0,830	0,823	0,816	0,852	0,817
Na	0,051	0,040	0,040	0,045	0,022	0,023	0,018	0,027	0,036	0,020
K	0,008	0,003	0,002	0,004	—	—	0,004	0,004	0,002	0,004
Fe, %	26,8	22,6	12,3	10,3	13,9	16,3	15,0	15,1	14,0	9,8
Mg, %	39,4	43,4	46,4	50,6	43,7	39,9	40,3	41,1	41,6	47,6
Ca, %	33,8	34,0	41,3	39,1	42,4	43,8	44,7	43,8	44,4	42,9
F	40,5	34,2	20,9	16,8	24,2	28,9	27,1	26,9	25,1	17,2

Продолжение табл. 6

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	317в	113а	316н	406а	186в	67д	187в	825	633а
SiO_2	50,40	52,5	51,76	52,90	51,70	51,56	51,00	50,55	51,65
TiO_2	0,28	0,11	0,33	0,09	0,15	0,28	0,30	0,78	0,29
Al_2O_3	4,41	5,00	2,58	2,10	2,87	2,72	2,27	3,30	2,09
Fe_2O_3	1,98	н. о.	4,55	0,87	1,40	2,78	4,61	2,71	1,83
FeO	4,43	5,46	3,09	3,48	3,83	6,52	5,54	5,74	4,72
MnO	0,30	0,15	0,27	0,16	0,14	0,27	0,27	0,13	0,16
MgO	14,84	17,25	14,66	17,14	16,96	14,01	13,10	14,60	16,14
CaO	21,58	18,03	21,16	21,84	21,26	21,48	21,03	20,21	21,63
Na_2O	0,36	0,40	0,38	0,33	0,36	0,33	0,48	0,58	0,35
K_2O	0,02	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,08	0,02	0,03
Cr_2O_3	н. о.	сл.	0,06	0,07	0,30	н. о.	0,01	сл.	0,18
NiO	0,06	0,02	0,19	0,05	0,13	0,02	0,01	0,01	0,02
CoO	0,02	0,011	н. д.	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
P_2O_5	0,06	сл.	»	0,04	0,06	н. о.	сл.	сл.	сл.
H_2O-	н. о.	0,20	»	н. д.	н. д.	0,10	0,05	н. д.	н. о.
П. н. п.	1,05	1,30	0,81	1,09	1,18	0,18	0,83	0,94	0,59
Сумма . . .	99,83	100,48	99,88	100,21	100,41	100,22	99,64	99,63	99,69

Количество ионов в пересчёте на 6(O)

Si	1,894	1,919	1,923	1,947	1,907	1,919	1,921	1,896	1,916
Al^{IV}	0,106	0,081	0,077	0,053	0,093	0,081	0,079	0,104	0,084
Al^{VI}	0,079	0,134	0,039	0,040	0,031	0,035	0,025	0,040	0,018
Ti	0,009	0,002	0,009	0,002	0,004	0,009	0,009	0,023	0,009
Fe^{3+}	0,059	—	0,125	0,027	0,040	0,076	0,131	0,077	0,062
Cr	—	—	0,003	0,003	0,008	—	—	—	0,004
Mg	0,831	0,940	0,813	0,940	0,936	0,776	0,735	0,816	0,890
Fe^{2+}	0,140	0,167	0,096	0,108	0,118	0,201	0,174	0,180	0,134
Mn	0,009	0,004	0,009	0,004	0,004	0,009	0,009	0,002	0,007
Ca	0,828	0,707	0,842	0,863	0,840	0,857	0,846	0,811	0,852
Na	0,027	0,026	0,026	0,022	0,027	0,022	0,036	0,045	0,027
K	—	0,004	—	—	0,003	—	0,004	—	—
Fe, %	10,7	9,2	11,8	7,0	8,2	14,5	16,2	13,6	10,1
Mg, %	44,7	51,8	43,3	48,5	48,4	40,6	39,0	43,3	45,9
Ca, %	44,6	39,0	44,9	44,5	43,4	44,9	44,8	43,1	44,0
F	19,3	15,1	21,4	12,6	14,4	26,3	29,3	24,0	18,0

Окончание табл. 6

Компонент	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	560	155	858	837	860	633	823-5	824-3	637
SiO_2	51,00	49,86	51,28	51,5	50,88	51,11	51,39	50,57	52,00
TiO_2	0,37	0,45	0,24	0,34	0,28	0,35	0,56	0,29	0,42
Al_2O_3	4,32	3,88	2,96	4,18	5,70	3,57	5,18	4,37	3,71
Fe_2O_3	1,07	3,27	0,47	0,34	1,28	1,58	2,70	1,40	1,52
FeO	3,07	3,42	3,41	3,81	2,64	3,42	3,97	2,98	5,27
MnO	0,09	0,12	0,16	0,20	0,08	0,16	0,30	0,07	0,14
MgO	16,58	17,33	19,23	15,05	16,57	17,50	13,90	16,65	14,97
CaO	22,18	19,85	20,41	21,74	20,71	20,66	20,57	21,27	20,71
Na_2O	0,24	0,45	0,29	0,73	0,49	0,50	0,63	0,78	0,40
K_2O	0,03	0,02	0,09	0,05	0,07	0,06	0,14	0,12	0,03
Cr_2O_3	0,34	0,50	0,37	сл.	0,17	0,28	0,12	0,58	0,14
NiO	н. о.	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	сл	0,03	0,01
CoO	»	0,01	0,01	0,015	0,01	0,01	н. д.	0,01	0,01
P_2O_5	0,08	л.	н. о.	сл.	л.	л.	»	сл.	с.
H_2O^-	0,04	0,04	0,31	0,20	н. о.	н. о.	»	н. о.	0,08
П. п. п.	1,07	1,13	0,57	1,50	0,96	0,78	0,61	0,81	0,67
Сумма	100,44	100,35	99,81	99,70	99,86	99,99	100,07	99,93	100,08

Количество ионов в пересчёте на 6(O)

Si	1,874	1,844	1,889	1,903	1,866	1,876	1,892	1,865	1,922
Al^{IV}	0,126	0,156	0,111	0,097	0,134	0,124	0,108	0,135	0,078
Al^{VI}	0,060	0,013	0,013	0,085	0,113	0,039	0,118	0,056	0,082
Ti	0,011	0,013	0,007	0,011	0,009	0,011	0,015	0,018	0,011
Fe^{3+}	0,031	0,093	0,004	0,036	0,035	0,044	0,075	0,040	0,040
Cr	0,009	0,013	0,013	—	0,004	0,009	0,004	0,018	0,004
Mg	0,905	0,956	1,055	0,830	0,905	0,958	0,763	0,916	0,824
Fe^{2+}	0,095	0,104	0,104	0,118	0,081	0,104	0,124	0,093	0,162
Mn	0,002	0,002	0,007	0,007	0,002	0,004	0,009	0,002	0,004
Ca	0,876	0,787	0,805	0,862	0,813	0,812	0,812	0,840	0,820
Na	0,018	0,031	0,022	0,053	0,035	0,035	0,044	0,058	0,027
K	—	—	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	—
Fe, %	6,6	10,2	5,5	8,3	6,3	7,7	11,2	7,0	10,9
Mg, %	47,5	49,3	53,6	45,0	49,3	49,9	43,0	48,5	44,6
Ca, %	45,9	40,5	40,9	46,7	44,4	42,4	45,8	44,5	44,5
F	12,2	17,1	9,3	15,7	11,4	13,4	20,7	12,7	19,7

Примечание. Минеральные виды: авгиты — 1—9, 11, 13, 16, 17, 18, 19, 21, 28; магнезиальные авгиты — 10, 12, 14, 15, 22—24, 25, 27; диопсиды — 20, 23, салит — 26. Породы, из которых выделены пироксены: габбро — 1—4, габбро-нориты — 5—19; оливиновые габбро-нориты — 23—28. Места отбора образцов: хребет Пекульней — 1—3; гора Серая (верховье р. Чирынай) — 9—11, 13; р. Лозовка, приток р. Чирынай) — 14; Чирынайские горы — 5—8, 20; р. Ягельная (приток р. М. Научирынай) — 15; р. Четкинваям (приток р. Хатырки) — 16, 17; мыс Валижген — 18, 25, 26, 27; р. Ганкуваям (приток р. Куюл) — 19, 22, 24, 25, 28; Тамватнейские горы — 4, 12, 21. Аналитики: Э. С. Гулецкая — 4, 9, 12, 14, 15, 17—19, 21, 25, 27, 28; И. К. Кузнецова — 7, 8, 13, 26; А. В. Сухаренко — 1—3; Г. Г. Балакина — 16, 22, 23. В табл. 3 для образцов 7—10, 13—15, 18, 19, 26 приводятся химанализы сосуществующих ортопироксенов.

Таблица 7

Оптические свойства и параметры элементарной ячейки клинопироксена из ультраосновных пород

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	1000ж	1007а	1012а	104	113	110	27	12а	621	557-2	621а	821-2	242а
Ng	—	—	—	—	—	—	1,705	—	1,696	1,700	—	—	1,702
Nm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Np	—	—	—	—	—	—	1,680	—	1,671	1,670	—	—	1,675
$+2V°$	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	53
cNg	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	44°
a_0	9,742	9,708	9,687	9,726	9,715	9,724	9,734	9,737	9,731	9,759	9,745	9,751	9,739
b_0	8,913	8,887	8,873	8,888	8,887	8,900	8,908	8,908	8,916	8,932	8,903	8,914	8,899
c_0	5,252	5,235	5,227	5,240	5,236	5,208	5,249	5,247	5,249	5,257	5,253	5,254	5,246
β	106°00′	106°03′	105°54′	105°49′	105°54′	105°49′	105°56′	106°07′	105°56′	105°55′	106°01′	106°05′	105°53′

Параметр	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	264	169а	267	327	1039б	896-1	1126-2	896-1к	1031	1039а	753-3	1018	253
Ng	1,696	1,694	1,704	—	1,697	1,696	—	1,696	1,697	1,700	1,720	1,695	1,701
Nm	—	—	—	—	—	—	1,678	—	—	—	—	—	—
Np	1,670	1,666	1,676	—	1,672	1,670	—	1,671	1,673	1,674	1,696	1,665	1,673
$+2V°$	56	57	61	—	51	55	54	55	54	54	52	54	57
cNg	38°	41°	44°	—	43°	—	39°	—	38°	39°	42°	41°	41°
a_0	9,761	9,759	9,767	9,740	9,755	9,749	9,755	9,747	9,747	9,745	9,739	9,955	9,939
b_0	8,915	8,924	8,950	8,919	8,908	8,909	8,908	8,908	8,928	8,914	8,906	8,469	8,904
c_0	5,252	5,258	5,257	5,253	5,246	5,255	5,246	5,251	5,254	5,255	5,295	5,287	5,249
β	106°12′	106°0′	106°06′	105°50′	106°04′	106°05′	106°04′	106°06′	106°0′	106°04′	105°57′	107°27′	105°57′

Параметр	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	1696	321е	338в	1653	1106	255	78а	574-3	182г	2	252
Ng	1,694	1,707	—	1,705	1,706	1,705	1,708	1,698	1,727	—	1,712
Nm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,693—1,697	—
Np	1,666	1,679	—	1,678	1,681	1,678	1,684	1,672	1,702	—	1,687
$+2V^{\circ}$	57	56	—	57	57	56	56	57	60	60	58
cNg	41°	42°	—	42°	—	42°	—	—	43°	—	42°
a_0	9,739	9,746	9,692	9,754	9,699	9,779	9,769	9,735	—	—	9,759
b_0	8,903	8,924	8,839	8,875	8,859	8,823	8,905	8,899	—	—	8,916
c_0	5,244	5,256	5,258	5,254	5,226	5,255	5,255	5,249	—	—	5,257
β	105°58′	105°50′	105°31′	106°12′	106°06′	106°09′	105°58′	105°37′	—	—	105°64′

нов наиболее высокими содержаниями титана. По общему составу отдельные образцы клинопироксенов этой группы отвечают диопсидам, салитам, авгитам и фассаитам, однако их средний состав соответствует салиту.

Клинопироксены описываемой группы отличаются повышенными значениями показателей преломления, мало изменяющимися от образца к образцу значениями угла оптических осей и в целом пониженным значением параметра b_0 элементарной ячейки (см. табл. 7).

Группа химических анализов клинопироксенов из габбро-норитов включает в себя 15 анализов из безоливиновых разностей этой породы и 6 — из оливинсодержащих габбро-норитов. Ранее были высказаны соображения относительно ортомагматической природы этого типа пород (Пинус и др., 1973). Для клинопироксенов этой группы характерно почти одинаковое содержание магния и кальция в расчете по 6 атомов кислорода, а также относительно высокое содержание алюминия в шестерной координации. По этому последнему признаку клинопироксены описываемой группы резко отличаются от пироксенов первой и второй групп.

По химическому составу большая часть клинопироксенов из габбро-норитов соответствует авгиту, реже — магнезиальному авгиту.

Оптические константы и параметры элементарных ячеек химически

Оптические свойства и параметры элементарной

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	176в	174б	272	30в	514	515-1	516-1	577-1	509
Ng	1,711	1,712	1,706	1,709	1,711	1,707	1,706	1,716	1,708
Nm	1,692	1,693	1,684	—	1,689	—	1,694	1,692	—
Np	1,684	1,687	1,680	1,680	1,682	1,680	1,679	1,684	1,684
$+2V°$	56	58	50	51	58	55	52	54	50
cNg	42	41	40	—	40	—	—	—	42
a_0	9,710	9,740	9,720	—	9,770	9,779	9,758	9,775	9,751
b_0	8,910	8,940	8,920	—	8,929	8,935	8,935	8,946	8,928
c_0	5,220	5,250	5,230	—	5,264	5,268	5,259	5,264	5,254
β	106°19′	105°38′	105°46′	—	106°03′	105°58′	105°45′	105°55′	105°55

анализированных клинопироксенов из габброидных пород приведены в табл. 8 и по своим значениям отвечают соответствующим характеристикам авгитов.

Клинопироксены из габбро отличаются значительной изменчивостью своего химического состава (см. табл. 6). Подавляющая часть образцов принадлежит к авгитам. Оптические константы и параметры элементарной ячейки этих клинопироксенов приведены в табл. 8. Ограниченность числа анализов не позволяет получить какие-либо выводы относительно закономерностей изменения состава клинопироксенов этих пород.

Все химические анализы клинопироксенов, помимо пересчета на кристаллохимические формулы, были пересчитаны на 3 минала (волластонит, энстатит, ферросилит) и затем нанесены на треугольную диаграмму составов в этих координатах. Это позволило установить минеральный вид каждого из проанализированных образцов, а также нагляднее представить тенденции в изменении состава клинопироксенов каждой выделенной группы (см. рис. 1, II). Как можно видеть на этой диаграмме, вся совокупность проанализированных клинопироксенов базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР отличается значительной неоднородностью. В то же время наблюдаются определенные отличия в тенденциях изменения состава клинопироксенов из ультраосновных пород, с одной стороны, и из габброидов — с другой. Так, точки составов клинопироксенов из ультраосновных пород отличаются дисперсией главным образом вдоль вертикального направления на рис. 1, II, т. е. в составе минералов преимущественно изменяются содержания магния и кальция, а содержание железа остается относительно стабильным.

Иная тенденция присуща составу клинопироксенов из пироксенитов и габброидов. Их фигуративные точки на том же рисунке обнаруживают разброс главным образом вдоль горизонтального направления, что указывает на существенные колебания железистости минерала при относительно стабильных содержаниях кальция. В составе клинопироксенов гранатсодержащих пород достаточно сильно изменяются содержания железа, магния и кальция, в то время как содержания алюминия остаются почти неизменными.

Таблица 8

ячейки клинопироксенов из габброидов

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
509-1	317в	113а	316н	406а	186в	67д	187в	825	633а
1,710	1,705	—	1,707	1,698	1,704	1,706	1,709	1,708	1,703
—	—	—	—	—	—	1,685	1,686	1,687	—
1,682	1,674	—	1,677	1,668	1,677	1,680	1,680	1,682	1,674
57	57	49	55	50	55	52	55	54	54
41	—	47	—	—	48	—	—	—	—
9,754	9,756	—	9,768	9,755	9,751	9,763	9,751	9,757	9,755
8,931	8,928	—	8,933	3,931	8,937	8,930	8,997	8,927	8,931
8,246	5,258	—	5,264	5,257	5,257	5,254	5,257	5,257	5,257
105°51′	105°54′	—	106°04′	106°00′	106°	106°04′	106°	106°	106°

Для каждой из рассмотренных выше групп химических анализов пироксенов были рассчитаны средние значения коэффициентов кристаллохимических формул для каждого компонента (X), а также их стандартные отклонения (σ) (табл. 9). Это позволило выявить некоторые общие тенденции в изменении содержаний элементов в изученных пироксенах.

Расчет показал, что средний статистический состав ортопироксенов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, по классификации Гинзбург (1970), соответствует энстатиту, который отличается повышенным содержанием хрома. Ортопироксены пироксенитов и габбро-норитов в среднем по составу отвечают бронзитам, хотя в габбро-норитах они более железисты.

Средний состав клинопироксенов из дунитов, лерцолитов и верлитов отвечает хромистому магнезиальному авгиту, а из пироксенов — диопсиду. В гранатсодержащих породах средний состав клинопироксенов отвечает салиту, а из габбро-норитов и габбро-авгиту.

В изменении средних содержаний как главных, так и примесных компонентов (см. табл. 9) и клинопироксенов, и ортопироксенов различных групп пород наблюдается одна и та же тенденция. Например, в ряду 1) дуниты — перидотиты, 2) габбро-нориты, 3) пироксениты содержание кремния и в клинопироксенах и в ортопироксенах увеличивается (1877, 1908, 1920 и 1902, 1934, 1948). Второй пример: в ряду 1) дунит — перидотиты, 2) пироксениты, 3) габбро-нориты содержание магния и в клинопироксенах и в ортопироксенах уменьшается (1073, 965, 842 и 1782, 1625, 1333).

Кроме того, данные той же таблицы показывают, что алюминий в шестерной координации более характерен для пироксенов из габбро-норитов, чем из дунитов, перидотитов и пироксенитов. В отношении содержаний трехвалентных катионов установлено, что их больше всего в пироксенах габбро-норитов, меньше в пироксенах дунитов и перидотитов и меньше всего в пироксенах пироксенитов.

Полученный материал позволил рассмотреть не только закономерности изменения общего химизма пироксенов, но и дать характеристику поведения компонентов в сосуществующих ромбических и моноклинных пироксенах (Леснов и др., 1973). В опубликованных в

Окончание табл. 8

Параметр	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	560	155	858	837	860	633	823-5	824-3	637
Ng	1,706	1,702	1,706	—	1,702	1,697	1,712	1,705	1,709
Nm	—	—	—	—	—	1,680	1,688	1,683	1,685
Np	1,677	1,679	1,677	—	1,671	1,675	1,682	1,676	1,680
$+2V°$	59	58	56	53	54	52	54	54	53
cNg	—	48	—	—	40	—	—	—	38
a_0	9,751	9,756	9,743	—	9,949	9,751	9,756	9,776	9,758
b_0	8,907	8,914	8,907	—	8,930	8,925	8,928	8,920	8,930
c_0	5,259	5,254	5,252	—	5,257	5,253	5,258	5,250	5,257
β	105°45′	106°06′	106°01′	—	106°09′	106°05′	105°54′	106°01′	106°00′

последнее время сводках по пироксенам сформулированы общие теоретические представления о химизме этих минералов и, в особенности, сосуществующих орто- и клинопироксенов (Дир и др., 1965; Добрецов и др., 1971; Перчук, 1970, 1971). В работах Л. Л. Перчука большое внимание уделяется вопросам применения распределения магния и железа между сосуществующими пироксенами в качестве геотермометра. Нам представляется очень важным дальнейшее расширение исследований в этой области как для целей геотермии, так и для целей изучения особенностей тех или иных магматических ассоциаций.

Нами исследованы 24 пары сосуществующих пироксенов из лерцолитов, вебстеритов и габбро-норитов и, частично, из дунитов. На рис. 2 показано соотношение железистости сосуществующих клинопироксенов ($F_{кп}$, %) и ортопироксенов ($F_{оп}$, %) по данным химических анализов. Кроме того, здесь нанесены точки, отвечающие средней железистости сосуществующих орто- и клинопироксенов, определенной на основании химических анализов и оптическими методами. Пунктирная линия показывает направление изменения соотношения железистости сосуществующих пироксенов. Можно видеть, что средние значения железистости, определенные двумя указанными методами, заметно отличаются, особенно для лерцолитов. При этом определения железистости оптическим методом гораздо больше отличаются от определений с помощью химического анализа для клинопироксенов по сравнению с ортопироксенами. Этот факт, вероятно, объясняется более существенным влиянием примесных компонентов (алюминия, хрома, титана и других) на оптические свойства клинопироксенов по сравнению с ортопироксенами (Пинус и др., 1973). В пироксенах габбро-норитов эти расхождения минимальны. Кроме того, на рис. 2 видно, что железистость ортопироксенов всегда несколько больше железистости сосуществующего с ним клинопироксена.

Значения кристаллохимических коэффициентов всех сосуществующих пироксенов были рассчитаны на три минала (железистый, магниевый и кальциевый), нанесены на треугольную диаграмму (рис. 3). Точки составов каждой пары пироксенов соединены коннодами. Видно, что точки составов обоих пироксенов из лерцолитов образуют очень компактную группу в левой части диаграммы, в то время как точки составов пироксенов из габбро-норитов имеют значитель-

Таблица 9

Средние составы ромбических и моноклинных пироксенов ультраосновных и основных пород

Компонент	Ромбические пироксены						Клинопироксены									
	дунит-перидотитов		пироксенитов		габбро-норитов		дунит-перидотитов		пироксенитов		гранат-пироксеновых пород		габбро-норитов		габбро	
	n-26		n-9		n-11		n-20		n-9		n-8		n-21		n-7	
	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ
Si	1902	34	1948	58	1934	19	1877	35	1920	61	1804	42	1908	24	1870	27
Al^{IV}	84	34	46	59	66	18	109	44	70	52	196	42	89	26	126	31
Al^{VI}	9	16	22	40	29	24	12	19	16	26	102	49	60	33	33	38
Ti	3	10	1	2	9	2	5	8	3	4	20	10	10	5	16	6
Fe^{3+}	15	18	28	25	61	17	22	26	25	27	79	98	57	33	32	34
Cr	13	6	8	5	3	2	19	12	12	7	1	2	4	4	6	6
Mg	1782	66	1625	62	1333	129	1073	66	965	75	728	159	842	73	913	87
Fe^{2+}	165	39	261	85	464	104	85	39	93	25	114	70	156	55	231	160
Mn	4	3	6	3	14	4	2	1	2	1	2	1,6	7	3	6	3
Ca	50	33	50	27	62	22	815	53	898	14	858	61	827	33	762	76
Na	6	6	4	4	7	5	24	12	23	5	40	23	31	11	35	12
K	2	3	1	1,7	3	3	1	1,7	0,23	0,66	24	4	2	2	3	3
ΣAl	93	41	68	95	95	19	121	54	86	65	298	60	149	45	159	50
Fe, %	8,92	1,6	14,7	3,4	27,41	6,23	5,34	1,52	5,98	2,13	10,60	5,98	11,28	3,23	13,5	8,1
Mg, %	88,58	2,3	82,7	3,0	69,34	5,87	53,79	2,68	48,67	2,69	42,33	3,7	44,75	3,68	47,2	4,7
Ca, %	2,50	1,6	2,6	1,3	3,25	1,14	40,87	2,53	45,35	1,26	47,07	2,5	43,97	1,54	39,3	4,3
F	9,19	2,6	15,09	3,4	28,37	6,31	9,06	2,50	10,89	3,97	19,68	9,90	20,16	5,82	21,60	11,5

Примечание. В данной таблице для удобства коэффициенты кристаллохимических фор мул, рассчитанные на 6 атомов кислорода, увеличены в 1000 раз.

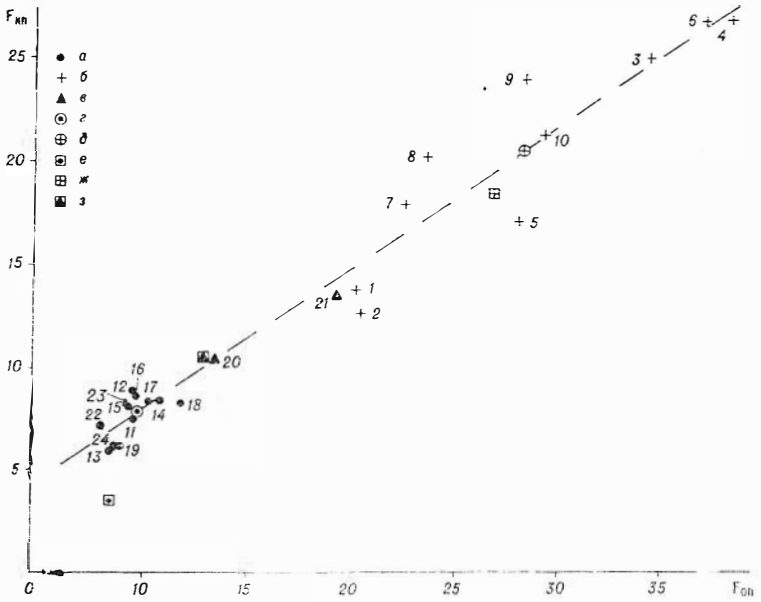


Рис. 2. Железистость сосуществующих ортопироксенов и клинопироксенов из ультраосновных и основных пород.

а — из лерцолитов, *б* — из габбро-норитов, *в* — из вебстеритов; *г* — средняя железистость сосуществующих пироксенов лерцолитов по данным химанализа; *д* — средняя железистость сосуществующих пироксенов габбро-норитов по данным химанализов; *е* — средняя железистость сосуществующих пироксенов лерцолитов по данным оптических определений (29 опр.); *ж* — средняя железистость сосуществующих пироксенов габбро-норитов по данным оптических определений (14 опр.); *з* — средняя железистость сосуществующих пироксенов вебстеритов по данным оптических определений (12 опр.). Нумерация точек на диаграмме соответствует номерам анализов, приведенных в табл. 1, 3, 5, 6: 1 — 186в, 2 — 406а, 3 — 509, 4 — 516-1, 5 — 509-1, 6 — 577-1, 7 — 633а. 8 — 823-5. 9 — 825. 10 — 316н. 11 — 104, 12—113, 13—110, 14—27, 15—12а, 16—621, 17—621а, 18—557-2, 19—821--2, 20—110б, 21—321е, 22—1000ж, 23—1007а, 24—1012а.

ный разброс в горизонтальном направлении, что связано с большой дисперсией содержаний магния и железа в пироксенах этих пород.

Вместе с тем статистическим расчетом не были обнаружены заметные различия средних значений коэффициентов распределения магния и железа между сосуществующими пироксенами в лерцолитах и габбро-норитах (Леснов и др., 1973). Не были обнаружены значимые различия и по коэффициентам распределения кальция. Только по коэффициентам распределения алюминия такие различия были установлены с вероятностью 99%. Дальнейшее накопление материала по сосуществующим пироксенам базит-гипербазитовых ассоциаций, как нам представляется, позволит обнаружить новые интересные факты по минералогии этих образований.

Заканчивая на этом характеристику химизма ромбических и моноклинных пироксенов из базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР, еще раз подчеркнем, что как по содержанию отдельных компонентов, так и по их соотношениям в пироксенах ультраосновных породы существенно отличаются от габброидов. Пироксены из пироксенитов также характеризуются рядом специфических черт. Все это может в определенной мере указывать на генетическую самостоятельность этих типов пород.

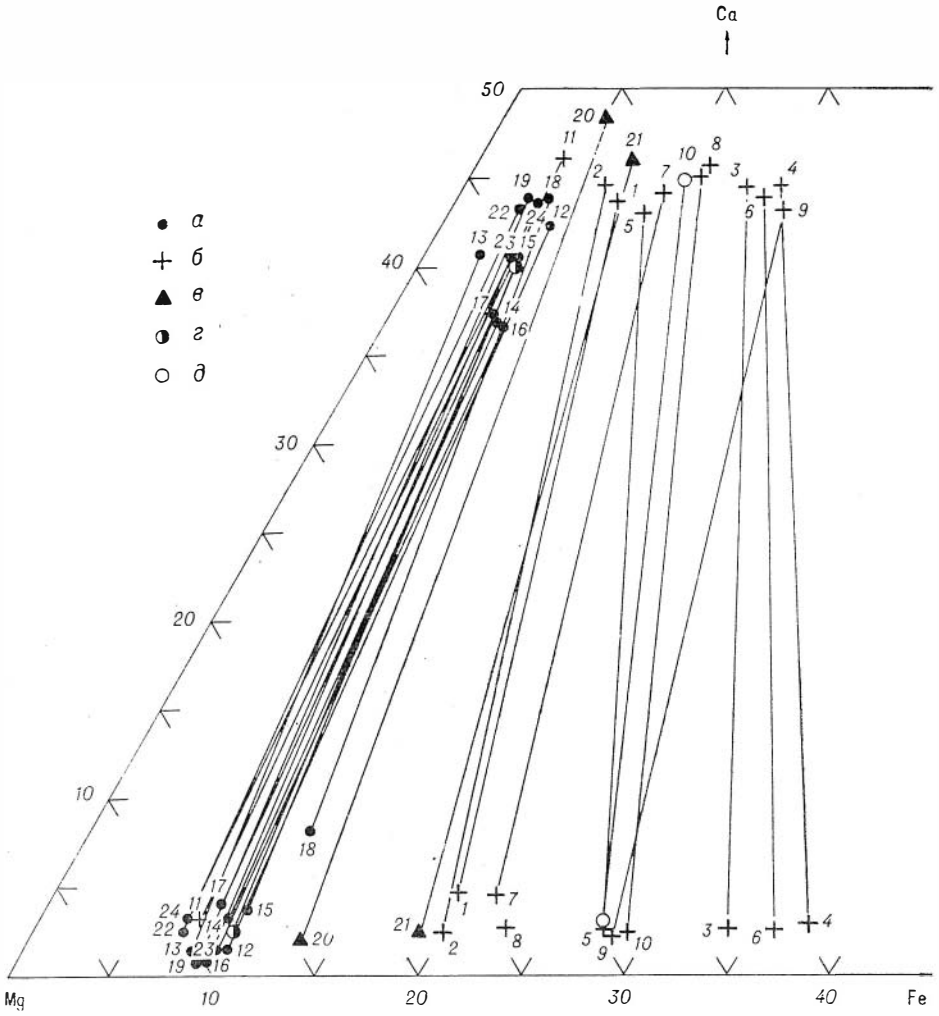


Рис. 3. Диаграмма составов сосуществующих ортопироксенов и клинопироксенов.
а — из лерцолитов, *б* — из габбро-норитов, *в* — из вебстеритов, *г* — из лерцолитов (средний состав), *д* — из габбро-норитов (средний состав). Нумерация точек та же, что на рис. 2.

ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 5—37.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964. 387 с.

Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Кузнецова И. К. Химизм сосуществующих пироксенов ультраосновных и основных пород Анадырско-Корякской складчатой системы.— «Геохимия», 1973_1, № 5, с. 1460—1466.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Матер. Всесоюз. симпозиума по гипербазитам склад. обл. Новосибирск, «Наука», 1973_2, с. 44—57.

Перчук Л. Л. Равновесие породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.

Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. М., «Недра», 1971. 424 с.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.— "Amer. Mineralogist", 1949, v. 34, N 9—10, p. 621.

Pinus G. V., Agafonov L. V., Velinsky V. V. Eclogit like rocks of the Anadyr-Koryak folded system.— "Pacific Geology", 1970, N 2, p. 81—91.

Ф. П. ЛЕСНОВ, Э. Л. ПРУДОВСКИЙ

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Базит-гипербазитовые плутоны складчатых областей по-прежнему привлекают внимание исследователей проблемами своего строения, рудоносности и генезиса. Остаются, в частности, невыясненными причины тесного пространственного сочетания и сложной перемежаемости резко контрастных по своему минеральному и химическому составу ультраосновных и основных пород в пределах морфологически единого интрузивного тела и связанные с ними вопросы генезиса структурно-текстурной неоднородности пород, включая и так называемую расслоенность и т. д. В настоящий момент имеются основания полагать, что строение, состав и рудоносность сложных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей уже трудно объяснить одним лишь механизмом дифференциации базальтовой магмы (Леснов и др., 1971; Леснов, 1972, 1973; Велинский и др., в печати; Пинус и др., 1973).

Познание базит-гипербазитовых плутонов и решение связанных с ними вопросов петрологии становится невозможным без детальных геолого-петрографических и минералогических исследований. Особый интерес представляет совместное изучение сосуществующих минералов в различных типах пород и выявление их типоморфных особенностей.

Значительное количество сложных базит-гипербазитовых плутонов распространено в пределах Западного Забайкалья. Мы предприняли изучение породообразующих минералов семи плутонов, расположенных в разных частях этого региона. Данная работа является продолжением проводимого нами изучения породообразующих минералов базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей (Пинус и др., 1973; Леснов, Серебренников, 1972; Леснов и др., $1973_{2,3}$; Леснов и др., $1975_{1,2}$; Агафонов, Леснов, 1976). В ней изложены результаты химического и рентгенометрического анализов плагиоклазов, оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов преимущественно из габброидных пород указанных плутонов.

Поскольку сведения о геологическом строении большей части плутонов, минералогия которых изучалась, в литературе отсутствуют, изложению полученных результатов будет предпослано краткое описание каждого из них (рис. 1).

Плутон Ирокинда расположен на левобережье р. Витим в бассейне ее притока — р. Тулдуни. Он изучался А. А. Гамчаном, а южная часть плутона в 1968 г. детально обследована В. С. Летягиным и Э. Л. Прудовским. Плутон представляет собой вытянутое в с.-з.

направлении линзовидное тело длиной 30 км при средней ширине 4—5 км. Оно залегает среди осадочно-вулканогенных отложений протерозойского возраста и интрудировано более молодыми гранитоидами.

Среди пород плутона преобладают габброиды, представленные нормальными габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро и габбро-анортозитами. В его центральной и южной частях среди габбро-норитов и оливиновых габбро залегает несколько небольших тел серпентинитов, амфиболизированных верлитов и гарцбургитов, слагающих не более 1% площади плутона. Под воздействием габброидов вмещающие породы значительно переработаны и местами превращены в гибридные породы среднего состава. Вблизи плутона среди вмещающих пород залегает несколько обособленных линзовидных тел гипербазитов. Под воздействием интрудировавших их гранитоидов габброиды подвергались амфиболизации.

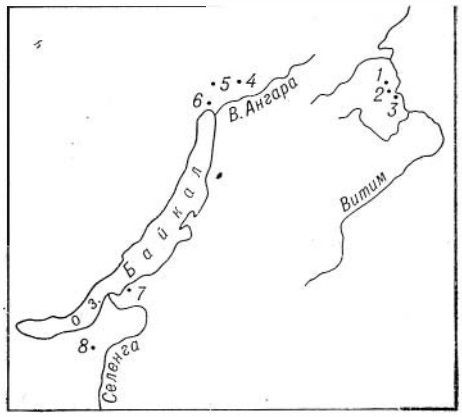


Рис. 1. Местоположение базит-гипербазитовых плутонов.

1 — Ирокинда, *2* — Маринкин, *3* — Витимкон, *4* — Чайский, *5* — Довырен, *6* — Нюрундуканский, *7* — Острая Сопка, *8* — Шильдырхей.

Плутон Маринкин, также расположенный в бассейне р. Тулдуни, изучался Э. Л. Прудовским и М. И. Грудининым (1972). Он представляет собой сложной конфигурации тело размером 2—4×5,5 км, сложенное слабо измененными габбро-норитами, оливиновыми габбро, троктолитами, плагиодунитами и дунитами. Ультраосновные породы залегают в центральной части плутона в виде субизометричного тела и составляют около 25% его площади. Изучение взаимоотношений между габброидами и гипербазитами показало, что последние слагают крупный ксенолит, залегающий среди более молодых габброидов. Этим обусловлена зональность строения плутона: непосредственно вокруг ксенолита дунитов располагается зона плагиоклазовых дунитов, которые в направлении к контактам плутона сменяются троктолитами и затем оливиновыми габброидами. Вся эта переходная зона оливин-плагиоклазовых и оливин-пироксен-плагиоклазовых пород имеет ширину до 1 км. Остальная часть плутона сложена габбро-норитами, которые внедрились в тело гипербазитов и обусловили образование гибридных пород переходной зоны.

Плутон интрудирован более молодыми гранитоидами, что привело к частичной амфиболизации его пород.

Плутон Витимкон расположен в бассейне р. Бамбуйки, притока р. Витим. В 1968 г. он изучался Э. Л. Прудовским, В. С. Летягиным и В. Н. Мурзиным. Это овальной формы тело размером 4×18 км, которое почти полностью сложено габброидными породами. Гипербазиты составляют менее 1% его площади и представлены амфиболизированными верлитами, слагающими небольшое обособленное тело в юго-западной эндоконтактовой части интрузива. Осадочно-метаморфические породы протерозойского возраста, которые вмещают его, интрудированы многочисленными сателлитами габброидного состава и значительно переработаны с образованием широкого ореола гибридных пород. В центральной части плутон сложен преимущественно габбро-норитами и анортозитами, а к краевым его частям приурочены нормальные габбро и габбро-нориты, иногда титаномагнетитом.

Следующие три плутона располагаются в Северном Прибайкалье.

Нюрундуканский плутон, находящийся в низовье р. Тыи, специально изучался М. И. Грудининым (1965), по данным которого он представляет собой удлиненное тело размером 10×15—17 км, сложенное габброидами с подчиненным количеством гипербазитов. Габброиды представлены нормальными габбро, габбро-норитами, троктолитами, оливиновыми габбро, лабрадоритами и некоторыми второстепенными разностями. Среди ультраосновных пород выделяются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Встречаются также вебстериты. М. И. Грудинин полагает, что этот плутон образовался путем одноактового внедрения и последующей дифференциации базальтового расплава в камере плутона. Вместе с тем он указывает (Грудинин, 1965, с. 77), что на некоторых участках «породы ультраосновного состава секутся жилами габброидов» и что местами «переход от перидотитов к габбро сопровождается каймой пироксенита». По нашему мнению, эти факты свидетельствуют о более древнем возрасте гипербазитов, интрудированных впоследствии габброидами. Отметим также, что небольшие линзы гипербазитов, подобные тем, которые залегают в плутоне, расположены за его пределами среди вмещающих пород. Это также может указывать на ксеногенную природу гипербазитовых тел, залегающих среди габброидов плутона.

Чайский плутон исследовался Ф. П. Лесновым (1972), а также С. А. Гурулевым и К. С. Самбуевым (1968). Плутон имеет форму неправильной крутопадающей линзы длиной 18 км при максимальной ширине 3,5 км. В его строении преобладают габброиды, среди которых залегают многочисленные ксеногенные тела более древних гипербазитов. Последние рассечены апофизами габброидов и находятся в составе обломочного материала эруптивных брекчий. Вдоль контактов гипербазитов и габброидов часто наблюдаются пироксенитовые оторочки.

Габброидные породы представлены габбро-норитами, нормальными габбро, оливиновыми габбро, троктолитами, причем последние две разновидности тяготеют к периферии ксеногенных тел гипербазитов. Тела последних в краевых частях сложены пироксенитами, плагиоперидотитами и плагиодунитами, а во внутренних частях — дунитами. Судя по структурно-текстурным особенностям плагиоклазовых перидотитов, оливиновых габброидов и троктолитов, а также ряду других их признаков, можно предполагать, что в формировании этих пород важную роль играли процессы полевошпатизации и пироксенизации дунитов под воздействием внедрившейся габброидной магмы.

Третий из рассмотренных базит-гипербазитовых плутонов Северного Прибайкалья — Довыренский — изучался М. И. Грудининым (1965) и С. А. Гурулевым (1965). Минералы из пород этого плутона пока не исследовались нами, однако на его краткой характеристике следует остановиться, поскольку он принадлежит к той же категории гетерогенных базит-гипербазитовых тел, что и остальные описанные здесь плутоны, и ниже будут использованы некоторые сведения по минералогии этого плутона.

Плутон расположен в верховье р. Тыи и представляет собой линзовидной формы тело длиной 26 км при максимальной ширине 3,5 км, залегающее среди отложений верхнего протерозоя. В его строении принимают участие основные и ультраосновные породы, удлиненные тела которых сложно перемежаются, так что создается впечатление стратифицированности интрузивного тела.

Здесь выделяются дуниты, плагиолерцолиты, плагиоверлиты, троктолиты, оливиновые габбро, плагиоклазиты, габбро-нориты. Как и в предыдущих плутонах, в Довыренском наблюдались такие взаимоотношения габброидов и гипербазитов, которые могут указывать на более раннее время внедрения последних.

Плутон Острая Сопка расположен в нижнем течении р. Селенги, в бассейне ее притока — р. Метешихи. В 1966 г. он был изучен Э. Л. Прудовским. Это сложное по форме небольшое (6 км^2) тело, залегающее в виде ксенолита среди более молодых гранитоидов. Плутон сложен габброидами с подчиненным количеством гипербазитов. Последние залегают в центральной части плутона в виде нескольких обособленных субизометричных ксеногенных тел, достигающих в поперечнике 200 м. Габброидные породы представлены габбро-норитами, оливиновыми габбро и троктолитами. Последние распространены в виде ореола вокруг ксенолитов гипербазитов и по мере приближения к последним сменяются породами типа габбро-перидотитов и габбро-пироксенитов. Сами тела гипербазитов сложены бесплагиоклазовыми перидотитами. Совместно с ореолом плагиоклазсодержащих гипербазитов гипербазитовые тела составляют около 40% площади плутона. Следует отметить, что к западу от плутона среди гранитоидов располагается несколько более мелких, но близких ему по составу тел.

Плутон Шильдырхей расположен в бассейне р. Удунги на левобережье р. Селенги. В 1967 г. он был изучен Э. Л. Прудовским, В. С. Летягиными и М. И. Грудининым. Плутон залегает среди верхнепротерозойских карбонатно-терригенных пород и разделен крупным разломом на две неравные части, смещенные относительно друг друга на значительное расстояние. Более крупная его часть имеет форму полуовала размером 4×6 км, в составе которого габброиды преобладают над гипербазитами. Среди габброидов представлены троктолиты, оливиновые и нормальные габбро, а также габбро-анортозиты. Гипербазиты слагают ряд линзовидных ксеногенных тел размером 20×100 м, располагающихся среди габброидов. Они представлены серпентинитами и плагиоклазовыми дунитами. Троктолиты приурочены к краевым частям гипербазитовых тел, а габбро-анортозиты слагают периферическую часть плутона, будучи расположенными в зоне шириной до 2 км. Вмещающие карбонатно-кремнистые породы в экзоконтактовой зоне шириной до 100 м превращены в пироксен-плагиоклазовые роговики.

Приведенные краткие сведения показывают, что охарактеризованные базит-гипербазитовые плутоны представляют собой сложные гетерогенные тела, сформировавшиеся в два основных этапа. На первом этапе внедрились (наиболее вероятно, в виде протрузий) тела гипербазитов преимущественно дунит-гарцбургитового состава. На втором этапе гипербазитовые тела были интрудированы габброидными интрузивами и вошли в их состав в виде ксенолитов. Таким образом, все эти плутоны образовались в результате пространственного сближения разновременно внедрившихся гипербазитов и габброидов. При внедрении габброидов в гипербазиты нередко имели место процессы активной переработки последних с образованием серии гибридных пород (Леснов, 1973; Леснов и др., 1971, 1973$_1$). Эти данные подтверждают сделанные нами ранее выводы о генезисе базит-гипербазитовых плутонов Северо-Востока СССР (Пинус и др., 1973).

Переходим к изложению результатов изучения породообразующих минералов базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья.

ПЛАГИОКЛАЗЫ

До настоящего времени отсутствовали данные о составе плагиоклазов из пород базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья, основанные на результатах химических анализов. Имеются лишь ограниченные сведения о составе минерала, полученные оптическим

Таблица 1

Состав плагиоклазов (An, %) из пород базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья по данным определений на федоровском столике

Порода	Плутоны		
	Довыренский (Гурулев, 1965; Грудинин, 1965)	Нюрундуканский (Грудинин, 1965)	Чайский (Леснов, 1972)
Дунит	Битовнит	Битовнит	Битовнит
Плагиоклазовый лерцолит	65	75	52—66
Плагиоклазовый верлит	65	70	—
Троктолит	87—90	—	58—74
Оливиновое габбро	85—90	62—85	62—80
Габбро	59—81	60—80	67
Габбро-норит	58—65	58—65	67
Анортозит	—	56	—

методом. Они сведены в табл. 1. Можно видеть, что состав плагиоклазов заметно изменяется от одного типа пород к другому, а также в одном и том же типе пород из разных плутонов. Обращает на себя внимание тот факт, что плагиоклазы из ультраосновных пород, содержащих маложелезистый оливин, нередко кислее, чем плагиоклазы из таких пород, как троктолиты, оливиновые габбро и т. д., что в известной мере противоречит принципу Боуэна, лежащему в основе гипотезы кристаллизационно-гравитационной дифференциации базальтовой магмы.

Для детального изучения вопроса о зависимости состава плагиоклаза от состава сосуществующих фемических минералов, а также для изучения типоморфизма плагиоклазов из пород базит-гипербазитовых плутонов необходимо более широкое применение химического и других видов анализов.

Нами исследовались плагиоклазы главным образом из габброидных пород. Отбирались породы, где минерал минимально затронут эпигенетическими изменениями. Выделение монофракций проводилось на сепараторе СИМ-1. Степень загрязнения материала проб контролировалась термическим и рентгенометрическим анализами. Всего было изучено 30 образцов плагиоклазов (табл. 2). Часть из них изучена оптически (табл. 3). Для некоторых образцов исследованы сосуществующие оливины и пироксены.

Термический анализ позволил определить потери веса при прокаливании проб. Согласно этим данным, содержание водосодержащих фаз, эпигенетически заместивших плагиоклаз, в подавляющем большинстве проб составляло менее 1%. Как показал рентгенометрический анализ наиболее измененных образцов, примесная фаза в них представлена пренитом и слюдой.

Химическим анализом определены в плагиоклазах содержания окисей кальция, натрия и калия, которые варьируют соответственно в следующих пределах: 10,27—18,40, 1,10—5,20, 0,05—0,41 вес. %. Это в пересчете на миналы (рассчитанные по вес.%) соответствует следующим колебаниям состава плагиоклазов: анортитовый компонент — 64,9—94,1%, альбитовый компонент — 5,6—32,9%, ортоклазовый компонент — 0,3—2,7%. Наибольшей основностью характеризуются плагиоклазы из пород плутонов Маринкин и Острая Сопка, где все проанализированные плагиоклазы имеют состав анортита. Последний был также обнаружен в габбро-норитах Чайского плутона. Плагиоклазы плутона Витимкон отличаются пониженной основностью (69,1—74,7% An). Промежуточное положение занимают плагиоклазы Ирокиндинско-

Таблица 2

Химический состав, степень упорядоченности и потери веса при прокаливании плагиоклаза

№ п/п	Авт. № обр.	Порода	Компонент, вес. %			Миналы, %			Степень упорядоченности (2Θ°)		Потери веса при прокаливании, вес. %
			CaO	Na_2O	K_2O	An	Ab	Or	p_1	p_2	
1	К-4-14	Троктолит	16,99	1,50	0,13	91,2	8,1	0,7	2,18	—0,18	1,05
2	1063	»	16,63	1,65	0,07	90,6	9,0	0,4	2,19	—0,15	0,50
3	1141-1	»	16,87	1,80	0,07	90,0	9,6	0,4	2,22	0	0,50
4	1053	»	18,40	1,10	0,06	94,1	5,6	0,3	2,23	—0,19	0,50
5	1178-1	»	18,17	1,35	0,07	92,8	6,9	0,3	2,25	—0,13	0,50
6	767	Анортозит	17,58	1,50	0,05	91,9	7,8	0,3	2,21	—0,07	1,32
7	К-Х-1	Плагиоклазовый дунит	17,58	1,25	0,07	93,0	6,6	0,4	2,23	—0,20	0,63
8	525	Оливиновое габбро	12,38	4,70	0,15	71,8	27,3	0,9	+0,35	+0,35	0,38
9	К-82-1	» »	12,38	4,40	0,13	73,2	26,0	0,8	1,88	+0,39	0,50
10	К-31-1	Габбро-норит	11,91	4,20	0,25	72,8	25,7	1,5	2,07	—0,33	0,37
11	Ш-2-1	»	11,09	4,80	0,15	69,1	29,9	1,0	2,06	+0,04	0,25
12	К-88-1	Габбро	12,74	4,20	0,12	74,7	24,6	0,7	1,91	+0,30	0,37
13	2103	»	14,63	2,60	0,17	84,1	14,9	1,0	2,08	+0,10	0,62
14	155-1	Оливиновый габбро-норит	17,46	1,20	0,06	93,3	6,4	0,3	2,25	—0,23	1,06
15	Р-2/9	Троктолит	17,46	1,12	0,07	93,6	6,0	0,4	2,02	—0,19	0,62
16	3725-1	»	14,15	2,90	0,14	82,3	16,9	0,8	2,02	+0,17	0,68
17	4756б	»	15,10	2,60	0,14	84,6	14,6	0,8	2,04	+0,11	0,87
18	ЛП-1	»	14,27	2,85	0,15	82,6	16,5	0,9	1,99	+0,11	1,29
19	2441-1	Габбро	14,51	3,00	0,22	81,8	16,9	1,3	2,03	+0,09	1,37
20	96/50	Троктолит	13,56	3,10	0,12	80,8	18,5	0,7	2,00	0	2,24
21	ПР-03	»	13,21	4,60	0,08	73,8	25,7	0,5	1,97	+0,12	1,52
22	1116/67	»	12,86	4,00	0,47	74,2	23,1	2,7	Примесь пренита		2,18
23	С-102	Габбро-норит	12,62	3,55	0,15	77,3	21,8	0,9	2,00	+0,14	0,42
24	К-130	»	15,33	2,80	0,18	83,7	15,3	1,0	Примесь пренита и слюды		2,06
25	041	Оливиновый габбро-норит	17,67	1,59	0,12	91,2	8,2	0,6	—	—	—
26	11/7,5	Габбро-пегматит	10,27	5,20	0,35	64,9	32,9	2,2	Примесь пренита		1,74 0,31
27	2048в	Оливиновый габбро-норит	14,15	3,00	0,11	82,0	17,4	0,6	2,02	—	0,65
28	2052	Оливиновое габбро	14,39	3,10	0,10	81,8	17,6	0,6	2,07	+0,05	
29	2054	То же	14,74	2,70	0,09	84,1	15,4	0,5	2,06	—0,15	0,50
30	2054а	»	14,76	2,68	0,08	84,1	15,4	0,5	2,07	—	0,25

Примечание. Наименование интрузивов, из которых взяты образцы плагиоклазов: Маринкин — 1—7; Витимканский — 8—12; Ирокиндинский — 13; Острая Сопка — 14, 15; Шильдырхейский — 16—19; Чайский — 20—26; Нюрундуканский — 27—30 (из коллекции С. А. Гурулева). Химические анализы — А. В. Сухаренко (ИГиГ СО АН СССР). Рентгеновские анализы — Л. М. Кривопуцкая (дифрактометр УРС-50 ИМ, медное излучение). Термические анализы — Т. А. Корнева (дериватограф системы Паулик — Паулик 0—102). Для обр. 1—5, 7, 20, 21 в табл. 4 приведены химанализы сосуществующих оливинов, для обр. 11, 14, 23 — ортопироксенов, для обр. 9, 12, 24 — клинопироксенов.

го, Нюрундуканского и Шильдырхейского плутонов, которые по составу отвечают битовниту (80—85% An). Для Чайского плутона характерны значительные колебания состава плагиоклаза. Здесь же в оруденелом жильном габбро-пегматите определен самый кислый из анализированных плагиоклаз.

Из приведенных результатов химических анализов можно видеть, что габброиды базит-гипербазитовых плутонов заметно отличаются

Таблица 3

Состав химически анализированных плагиоклазов, определенный на федоровском столике

Авт. № обр.	Закон двойникования	Состав плагиоклаза (Ап, %)	$2V°$
1178-1	Манебахский	77	—86
	»	69	—84
	»	70	—82
	Альбитовый	90	—80
	Альбит-эстерельский	68	—76
	Альбитовый	91	—80
	Альбит-карлсбадский	93	—
К-Х-1	Периклиновый	90	—74
	»	94	—80
	Альбитовый	92	—83
1053	Альбит-карлсбадский	95	—76
	Манебахский	78	—74
	Альбитовый	93	—
	»	95	—
	»	95	—82
	Альбит-эстерельский	81	—78
1063	Периклиновый	90	—
	Манебах-эстерельский	93	—
	Альбит-эстерельский	77	—83
	Альбитовый	90	—
1141-1	»	87	—84
	»	90	
К-4-14	Аклиновый	93	—
	Манебахский	74	—
	Альбитовый	92	—80
	Альбит-эстерельский	74	—72
767	»	74	—
	Периклиновый	93	—
	Альбитовый	93	—
	Периклиновый	93	—
3725-1	Альбитовый	72	—
	Альбит-карлсбадский	79	—
	Альбитовый	73	—
4756-5	»	80	—84
	»	73	—
	Карлсбадский	81	—
2441-1	Альбит-карлсбадский	80	—88
	Карлсбадский	79	—
ЛП-1	»	75	—88
	Альбитовый	71	—
	Карлсбадский	79	—
2103	Альбитовый	80	—
	»	82	—
	»	79	—
К-82-1	»	59	
	»	61	+80
Ш-2-1	Манебах-эстерельский	55	+85
	Альбит-карлсбадский	57	+81
525	Манебах-эстерельский	62	+82
	Альбитовый	56	+87
К-88-1	»	69	+88
	»	61 (ядро)	+88
		51 (край)	+85
К-31-1	»	54	+87
	Манебах-эстерельский	55	—
155-1	Альбитовый	92	—82
	Альбит-карлсбадский	94	—88
Р-2/9	»	93	—

Примечание. По сравнению с данными химических анализов определения состава зерен плагиоклазов, сдвойникованных по манебахскому и некоторым другим законам, оказались значительно заниженными.

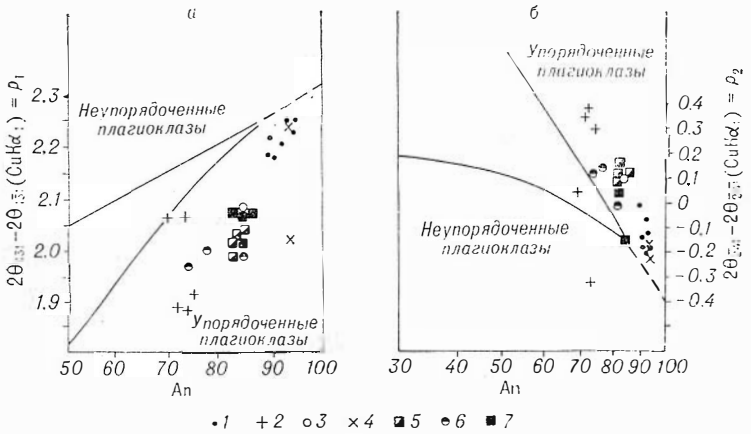


Рис. 2. Степень упорядоченности плагиоклазов из пород базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья:

1 — Маринкин, *2* — Витимкон, *3* — Ирокинда, *4* — Острая Сопка; *5* — Шильдырхей, *6* — Чайский, *7* — Нюрундуканский. *а* — по параметру p_1, *б* — по параметру p_2.

по составу плагиоклаза, хотя в пределах одного плутона вариации состава минерала обычно невелики. О составе плагиоклазов, сосуществующих с оливином, будет сказано ниже.

Теперь остановимся на результатах изучения плагиоклазов с помощью рентгеновского анализа, проведенного на дифрактометре УРС-50 ИМ, $CuK_{\alpha 1}$ — излучение, RC-III, щель счетчика — 0,25 мм, $I = 10$ mA, $V = 37$ kV.

С помощью рентгеновского анализа определялась степень упорядоченности плагиоклазов. Этот метод, как известно, основан на измерении разности угловых расстояний для двух пар отражений (табл. 2): для отражений (131) и ($1\bar{3}1$) разность обозначена через p_1, для ($\bar{2}41$) и ($\bar{2}4\bar{1}$) — через p_2. Эти данные, а также содержания в тех же образцах анортитового компонента нанесены на диаграммы (рис. 2), заимствованные у Бамбауэра с соавторами (Bambauer e. a., 1967). На этих диаграммах можно видеть, что изученные плагиоклазы неоднородны по степени упорядоченности. Подавляющая часть точек располагается в области упорядоченных плагиоклазов, хотя они по-разному удалены от пограничной кривой. Обращает на себя внимание относительно малый разброс точек, отвечающих плагиоклазам плутона Маринкин. В определенной мере это относится и к плагиоклазам из плутонов Шильдырхей и Нюрундукан. Можно предполагать, что плагиоклазы из плутона Маринкин более упорядочены, чем из двух последних плутонов, поскольку их точки более удалены от пограничной кривой. Точки, отвечающие плагиоклазам плутонов Витимкон и Острая Сопка, имеют очень большой разброс и, следовательно, существенно отличаются по степени упорядоченности. Важно отметить, что плагиоклаз из оливиновых габбро плутона Витимкон, которые, как можно предполагать, имеют гибридное происхождение, оказался заметно более упорядоченным по сравнению с плагиоклазом из габбро-норитов этого же плутона, имеющим, очевидно, ортомагматическое происхождение. Особенно четко эти различия видны на диаграмме (рис. 2, *б*).

Близкие результаты были получены нами для плагиоклазов ряда базит-гипербазитовых плутонов Северо-Востока СССР (Леснов и др., 1975_1). Отметим, однако, что в отличие от плагиоклазов из плутонов Северо-Востока СССР в изученных образцах при рентгеновском анализе не были обнаружены криптоантипертитовые вростки калишпата.

Таблица 4

Состав оливинов по данным оптических определений (Fo, %)

Порода	Плутоны			
	Довыренский (Грудинин, 1965; Гурулев, 1965)	Нюрундуканский (Грудинин, 1965)	Чайский (Лесов, 1972)	Маринкин (по Прудовскому и Мурзину)
Дунит	85—100	95—100	86—93	88—91
Гарцбургит	93—100	93—100	—	—
Лерцолит	88—90	90—98	88	—
Верлит	90—100	90—100	—	—
Плагиолерцолит	—	—	90	—
Габбро-лерцолит	—	—	81—91	—
Габбро-верлит	—	—	86	—
Пироксенит	95	—	—	—
Троктолит	80—85	—	85	—
Оливиновый габбро-норит	80—85	—	82—86	—

Химический состав и оптические константы оливинов,

Компонент	Оли								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	К-4-14	1063	1141-1	1053	1178-1	К-Х-1	Л-220	Л-222	Л-168
SiO_2	39,90	40,20	39,45	39,73	39,90	40,40	42,30	42,30	42,10
TiO_2	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,11	0,15	сл.	сл.
Al_2O_3	0,45	0,45	0,42	0,95	0,45	сл.	0,54	»	»
Fe_2O_3	1,02	сл.	сл.	0,55	1,43	7,32	1,09	4,80	0,58
FeO	13,80	16,17	17,06	13,90	13,90	14,30	10,28	8,52	11,97
MnO	0,19	0,19	0,22	0,24	0,13	0,18	0,12	0,13	0,12
MgO	43,68	41,81	42,00	43,08	43,24	36,15	44,21	43,78	44,30
CaO	сл.	сл.	сл.	0,45	0,12	0,24	0,12	0,48	0,24
Na_2O	0,15	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	н. д.	н. д.	н. д.
K_2O	0,06	0,07	0,08	0,07	0,08	0,15	»	»	»
P_2O_5				сл.			»	»	»
H_2O^-	0,04	0,10	0,03	0,13	0,11	0,03	0,60	0,50	0 50
П. п. п.	0,11	0,37	0,12	0,57	0,58	0,63	н. д.	н. д.	н. д.
NiO	0,14	0,14	0,12	0,12	0,12	0,14	0,33	0,13	0,19
CoO	0,013	0,023	0,029	0,035	0,027	0,020	н. д.	н. д.	н. д.
Cr_2O_3	сл.	сл.	0,03	0,01	0,04	0,01	»	»	»
V_2O_5	0,09	0,09	0,09	0,05	0,09	0,05	»	»	»
Li_2O	0,10	0,010	0,010	0,010	0,010	0,01	»	»	»
Сумма	99,65	99,72	99,74	99,97	100,31	99,81	99,75	100,64	99,90
$2V°$	+89	—89	—88	—89	±90	+89	—89	±90	
Ng							1,699	1,698	
Np							1,662	1,663	

Примечание. Интрузивы: Маринкин — 1—6; Витимкон — 14, 17, 18; Чайский — 7, 11, 16, 10, 11; габбро — 18; габбро-нориты — 14—16, 20; оливиновые габбро — 17; габбро-верлит — 9; верлиты 1—11, 14—20 — Э. С. Гулецкая. Рентгенанализы: 1—11 — Э. Солотчина; 14—20 — Г. Терлецкая.

Таким образом, изучение состава и степени упорядоченности плагиоклазов из пород ряда базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья показало, что между ними есть определенные отличия, которые могут указывать на различия в условиях их образования. Так, пониженная степень упорядоченности плагиоклазов из габбро-норитов, вероятно, свидетельствует о сравнительно быстрой кристаллизации этих плагиоклазов непосредственно из высокотемпературного расплава, а плагиоклазы из троктолитов, оливиновых габброидов, а также из плагиодунитов, обычно характеризующиеся более высокой степенью упорядоченности, вероятно, кристаллизовались медленно и при менее высоких температурах в процессе метасоматического преобразования гипербазитов.

ОЛИВИНЫ

До настоящего времени оливин из пород базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья остается слабо изученным минералом. Изучение его проводилось почти исключительно оптическими методами.

Таблица 5

ортопироксенов и клинопироксенов

вины				Ортопироксены			Клинопироксены			
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
96/50	ПР-03	2Д	5Н	Ш-2-1	155-1	С-102	К-82-1	К-88-1	Л-222	К-130
40,62	40,62	37,20	40,60	47,18	52,90	53,90	49,7	50,80	50,80	49,5
0,09	0,06	сл.	н. о.	4,00	0,28	0,28	1,38	0,95	0,65	0,71
0,50	0,50	2,84	1,44	2,66	3,42	3,76	5,1	3,87	4,82	7,10
0,86	2,64	н. д.	н. о.	2,46	0,53	0,45	0,16	0,56	0,34	0,86
11,57	10,60	14,46	3,83	22,78	10,60	9,88	9,05	10,02	4,93	4,49
0,25	0,15	0,28	0,13	0,18	0,24	0,14	0,18	0,31	0,13	0,09
44,70	44,80	43,73	51,94	15,30	25,58	27,88	14,02	13,87	19,55	16,60
0,49	0,25	н. д.	н. д.	4,26	5,20	1,98	17,78	18,13	15,16	18,16
0,08	0,08	»	»	0,36	0,24	0,19	0,74	0,68	н. д.	0,78
0,08	0,08	»	»	0,19	0,07	0,06	0,14	0,10	»	0,06
сл.	сл.	»	»				сл.			
0,10	н. о.	»	»	0,08	0,04	0,06	0,20	0,20	0,5	0,20
0,60	0,50	»	1,05	0,40	0,40	0,80	1,40	0,90	2,46	1,40
0,18	0,22	0,14	0,25	0,04	0,07	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02
0,025	0,025	0,02	0,01	0,012	0,012	0,009	0,015	0,009	н. д.	сл.
0,05	сл.	н. д.	н. д.	0,16	0,13	0,05	0,05	сл.	0,74	0,60
0,02	»	»	»	0,09	0,19	0,09	сл.	»	н. д.	н. д.
0,005	0,005	»	»	0,010	0,010	0,010	0,031	0,04	»	0,031
100,22	100,52	98,67	99,25	100,16	99,61	99,59	99,96	100,45	99,37	100,60
		+88	+86				+42	+45	+45	
		1,704	1,688						1,700	
		н. д.	н. д.						1,676	

19, 20; Довыренский — 12; Нюрундуканский — 13; Острая Сопка — 15. Породы: троктолиты — 1—5, ты — 8, 19; плагиодунит — 6; дунит с плагиоклазом и ортопироксеном — 7; дуниты — 12, 13. Химана-Анализы 12, 13 — М. И. Грудинин (1965); 7—9, 19 — Ф. П. Леснов (1972).

Кристаллохимические коэффициенты, миналы и параметры

Компонент	Оли								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	К-4-14	1063	1141-1	1053	1178-1	К-Х-1	Л-220	Л-222	Л-168
Si	1,006	1,021	1,007	1,002	1,006	1,048	1,045	1,038	1,043
Al	0,015	0,015	0,012	0,030	0,015	—	0,015	—	—
Ti	—	—	—	—	—	0,006	0,003	—	—
Fe^{3+}	0,018	—	—	0,012	0,027	0,143	0,021	0,088	0,012
Fe^{2+}	0,291	0,343	0,365	0,293	0,292	0,310	0,212	0,174	0,249
Mg	1,642	1,582	1,597	1,621	1,624	1,359	1,627	1,601	1,635
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,005	0,001	0,001	0,001
Ca	—	—	—	0,012	0,003	0,006	0,003	0,013	0,006
Na	0,003	0,003	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	0,003	—	—	—
Ni	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,006	0,001	0,004
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	2,293	2,972	2,988	2,977	2,972	2,883	2,933	2,961	2,950
Fo, %	84,2	82,2	81,4	84,2	83,6	75,0	87,5	85,9	86,2
Fs, %	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe, %	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg, %	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca, %	—	—	—	—	—	—	—	—	—
a, Å	4,767	4,756	4,768	4,776	4,765	4,755	4,754	4,754	—
b, Å	10,234	10,264	10,252	10,252	10,235	10,224	10,201	10,212	10,211
c, Å	6,004	6,008	6,004	6,004	5,996	5,988	5,980	5,992	5,980
β	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Согласно этим определениям, состав оливина изменяется в пределах 80—100% форстеритового компонента, причем наиболее магнезиальные разности определены в породах Довыренского и Нюрундуканского плутонов (табл. 4).

До сих пор в литературе имелось всего лишь пять химических анализов оливинов из трех описанных выше плутонов: три анализа из пород Чайского плутона (Леснов, 1972) и по одному — из Нюрундуканского и Довыренского плутонов (Грудинин, 1965). В табл. 5 приведены данные этих анализов, а также данные восьми новых химических анализов оливинов. Шесть из этих анализов выполнены по оливину из плутона Маринкин, два — из плутона Чайского. В табл. 6 приведены пересчеты результатов анализов на кристаллохимические формулы, а также параметры элементарной ячейки для каждого образца. Для некоторых образцов приведены оптические константы.

Приведенные данные показывают, что магнезиальность проанализированных оливинов из троктолитов плутона Маринкин варьирует в очень узких пределах — 81—84% Fo. Обращает на себя внимание тот факт, что магнезиальность оливина из плагиодунита того же плутона (анализ 6) оказалась необычайно низкой — 75% Fo. Магнезиаль-

Таблица 6

элементарной ячейки оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов

вины				Ортопироксены			Клинопироксены			
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
96/50	ПР-03	2Д	5н	Ш-2-1	155-1	С-102	К-82-1	К-88-1	Л-222	К-130
1,012	1,007	0,938	0,987	0,910	0,958	0,962	1,872	1,895	1,890	1,806
0,015	0,015	0,112	0,041	0,060	0,065	0,079	0,226	0,170	0,210	0,307
0,001	—	—	—	0,058	0,004	0,004	0,041	0,027	0,020	0,020
0,018	0,048	—	—	0,037	0,007	0,006	0,005	0,045	0,040	0,053
0,241	0,221	0,304	0,077	0,367	0,161	0,148	0,288	0,312	0,150	0,138
1,660	1,656	1,643	1,880	0,439	0,690	0,742	0,758	0,771	1,090	0,903
0,006	0,003	0,006	0,001	0,003	0,003	0,002	0,005	0,009	0,010	0,002
0,013	0,007	—	—	0,088	0,101	0,039	0,718	0,726	0,600	0,710
—	—	—	—	0,014	0,009	0,006	0,054	0,027	—	0,057
—	—	—	—	0,007	—	—	0,005	0,002	—	0,004
0,004	0,004	0,003	0,006	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,002	0,002	—	—	—	—	0,018
2,970	2,961	3,006	2,992	1,985	2,000	1,980	4,002	3,984	4,010	4,018
86,5	86,0	84,4	96,1	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	47,9	19,6	17,2	—	—	—	—
—	—	—	—	43,4	17,5	16,5	16,3	19,3	10,1	10,6
—	—	—	—	47,1	71,9	79,3	43,8	41,5	58,0	50,1
—	—	—	—	9,5	10,6	4,2	39,9	39,2	31,9	39,3
4,781	4,773	4,752	4,740	—	18,261	18,258	—	9,766	—	9,751
10,243	10,252	10,212	10,183	—	8,811	8,811	—	8,938	—	8,892
6,004	6,004	5,979	5,972	—	5,192	5,181	—	5,264	—	5,253
—	—	—	—	—	—	—	—	106°03′	—	106°07′

ность оливинов Чайского плутона (анализы 7—11) изменяется незначительно, несмотря на то, что анализировались образцы из различных по степени меланократовости пород.

Часть анализов, приведенных в табл. 5, 6, сопровождается химическими анализами сосуществующих плагиоклазов (см. табл. 2). Эти данные сопоставлены на рис. 3, где показано, что между магнезиальностью оливина и основностью сосуществующего с ним плагиоклаза достаточно четкая прямо про-

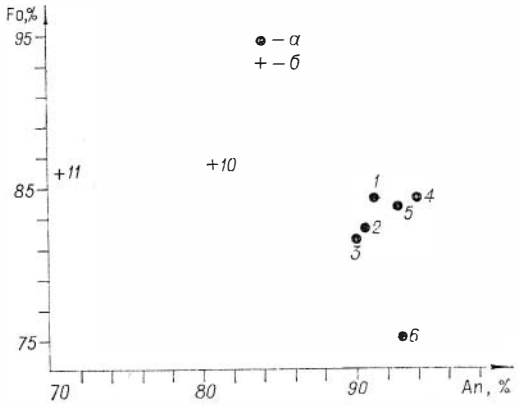


Рис. 3. Зависимость основности плагиоклаза (An, %) от магнезиальности (Fo, %) сосуществующего с ним оливина в породах плутонов Маринкин (*а*) и Чайский (*б*). Номера точек соответствуют номерам анализов оливина в табл. 5.

порциональная зависимость, какую можно было бы ожидать исходя из известного принципа Боуэна, в данном случае не наблюдается. Кроме того, на рисунке видно, что оливины из пород Чайского плутона по сравнению с оливинами из плутона Маринкин более магнезиальны, хотя они сосуществуют с менее основными плагиоклазами. Подобные несоответствия принципу Боуэна, наблюдаемые и в других базит-гипербазитовых плутонах складчатых областей, имеют важное значение для понимания природы таких плутонов. Вероятно, принцип Боуэна справедлив лишь в случае ортомагматического происхождения пород (габбро-нориты, габбро), в то время как к породам гибридного происхождения (плагиоклазовые гипербазиты, троктолиты и т. д.) он неприменим (Леснов и др., 1973).

ОРТОПИРОКСЕНЫ

Химические анализы ортопироксенов из базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья в литературе отсутствуют, хотя этот минерал широко распространен в этих плутонах. Согласно опубликованным оптическим определениям (Грудинин, 1965; Гурулев, 1965; Леснов, 1972), в ультраосновных породах ряда плутонов минерал имеет состав энстатита, реже бронзита, в вебстеритах — преимущественно бронзита, в габбро-норитах — гиперстена. В табл. 5, 6 приведены три новых анализа по образцам ортопироксена из габбро-норитов плутонов Витимканского, Острая Сопка и Чайского. Первый образец по составу отвечает железистому гиперстену, а два других — магнезиальному бронзиту. В табл. 2 приведены анализы плагиоклазов, сосуществующих с этими ортопироксенами.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ

Как известно, оптические константы не позволяют с достаточной уверенностью судить о составе и минеральном виде клинопироксенов. В связи с этим важное значение приобретает получение новых данных о химическом составе минерала из различных пород. В литературе по Западному Забайкалью имеется лишь один анализ клинопироксена из верлита Чайского плутона (Леснов, 1972). В дополнение к нему в настоящей работе приводятся три новых химанализа клинопироксенов (табл. 5, 6). Пересчеты показали, что все три образца по составу отвечают авгиту. Обращает на себя внимание относительно низкое содержание кальция и повышенное — магния в анализе 19, что может быть обусловлено некоторым количеством примеси ортопироксена в пробе. В табл. 2 приведены химанализы плагиоклазов, сосуществующих с проанализированными клинопироксенами.

Заключение

Выше были рассмотрены имеющиеся материалы о составе породообразующих минералов ряда базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья, включая 44 вновь выполненных анализа плагиоклазов, оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов. На основании полученных данных можно заключить, что состав породообразующих минералов в базит-гипербазитовых плутонах этого региона изменяется в широких пределах. Часто устанавливается несоответствие данных оптических и химических определений состава минералов. Поэтому использование лишь оптических методов дает очень ограниченную, а порой и неверную, информацию о составе минералов, которую нельзя использовать для широких обобщений. Для суждения о генезисе базит-гипербазитовых плутонов важное значение приобретают данные о не-

соответствии состава сосуществующих оливинов и плагиоклазов принципу Боуэна. Указанная особенность сосуществующих оливинов и плагиоклазов свойственна главным образом гибридным (парамагматическим) плагиоклазовым гипербазитам и оливиновым габброидам, возникшим в процессе взаимодействия габброидной магмы с гипербазитами. В ортомагматических габброидных породах принцип Боуэна обычно не нарушается. В настоящее время важное значение приобретает также изучение состава и других свойств сосуществующих минералов в различных типах пород базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей, что будет способствовать более глубокому пониманию закономерностей строения и образования как самих плутонов, так и связанного с ними оруденения (Леснов и др., 1971; Леснов, 1973).

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР. См. настоящий сборник.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П. О природе базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей и связанного с ними оруденения.— В кн.: Матер. межвузовской конференции по теории рудообразования (сб. докладов). Ташкент (в печати).

Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье).— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 3. М., «Наука», 1965, с. 5—112.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., «Наука», 1965, с. 122.

Гурулев С. А., Самбуев К. С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1968, с. 245.

Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972, с. 229.

Леснов Ф. П. Положение базит-гипербазитовых плутонов в структуре Западного Забайкалья и некоторые вопросы их петрологии.— В кн.: Тектоника Забайкалья (Матер. к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Улан-Удэ, 1973, с. 177—179.

Леснов Ф. П., Велинский В. В., Пинус Г. В. О механизме формирования базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей и связанного с ними оруденения.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых (тезисы докладов). Ташкент, 1971, с. 89—91.

Леснов Ф. П., Серебренников А. И. Термостимулированная люминесценция плагиоклазов из гетерогенных габброидов Анадырско-Корякской складчатой системы.— «Геол. и геофиз.» 1972, № 4, с. 41—46.

Леснов Ф. П., Кривопуцкая Л. М., Ковалева Л. Т. Исследование плагиоклазов из габброидов базит-гипербазитовых ассоциаций рентгенографическим и ИК-спектральным методами (на примере габброидов Анадырско-Корякской складчатой системы).— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975_1, с. 10—25.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973_1, с. 44—56. (Тр. I Всесоюз. симпозиума).

Леснов Ф. П., Щербакова М. Я., Истомин В. Е. Типоморфизм плагиоклазов габброидных пород по данным исследования спектров ЭПР Fe^{3+}.— «Геохимия», 1973_2, № 2, с. 293—297.

Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Кузнецова И. К. Химизм сосуществующих пироксенов ультраосновных и основных пород Анадырско-Корякской складчатой системы.— «Геохимия», 1973_3, № 10, с. 1460—1466.

Леснов Ф. П., Корнева Т. А., Кривопуцкая Л. М. Эпигенетические изменения плагиоклазов габброидных пород Анадырско-Корякской складчатой системы по данным термического анализа.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975_2, с. 161—166.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 320.

Прудовский Э. Л., Грудинин М. И. Особенности геологического строения и вещественного состава массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна).— «Зап. Забайкал. фил. Географ. о-ва СССР», 1972, вып. 75, с. 13—14.

Bambauer H. U., Corlett M., Eberhard E., Viswanathan K. Diagrams for the determination of Plagioclases.— "Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitt.", 1967. Bd. 47, H. 1, pp. 333—350.

Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ

МАГНЕТИТЫ И ТИТАНОМАГНЕТИТЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С интрузиями ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов севера Сибирской платформы (и других регионов) связаны разнообразные полезные ископаемые, нередко дающие промышленные скопления флогопита, апатита, редких земель, меди, магнетита.

Переменные количества магнетита присутствуют практически во всех петрографических разновидностях пород, слагающих интрузии, но максимальные его концентрации связаны с так называемыми камафоритами (Бородин и др., 1973) и ультрабазитами (главным образом с пироксенитами Гулинского плутона и оливинитами других интрузий).

В статье рассматриваются характер распределения магнетитов в ультраосновных породах сложных интрузий Маймеча-Котуйского района, морфология рудных тел, особенности химического состава магнетитов и некоторые вопросы их генезиса.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНЕТИТОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Ультраосновные породы, принимающие участие в строении сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района, представлены дунитами, перидотитами, меймечитами, пироксенитами и оливинитами. Дуниты, перидотиты и меймечиты слагают основной объем Гулинского ультраосновного плутона. По нашим наблюдениям (Васильев, Золотухин, 1975), этот плутон представляет собой мощную псевдостратифицированную пологопадающую пластину, в верхней обнаженной части которой сверху вниз вскрываются следующие горизонты: меймечиты, перидотиты, дуниты (с переменным количеством пироксена). Эта триада пород связана друг с другом постепенными взаимопереходами и обладает рядом общих минералого-петрографических, текстурно-структурных, петрохимических и геохимических признаков, подтверждающих их генетическое единство (Васильев, 1972).

Пироксениты (клинопироксениты) образуют среди ультраосновных пород Гулинской интрузии как отдельные тела переменной мощности и протяженности, так и мощные зоны пироксенизации ультрабазитов, приуроченные к определенным системам протомагматических трещин отдельности или к зонам дробления. Характер взаимоотношений пи-

роксенитов с вмещающими породами, морфология тел и наблюдаемые минеральные парагенезисы свидетельствуют о их метасоматической природе (Золотухин, Васильев, 1973; Васильев, Золотухин, 1975).

Оливиниты других сложных интрузий Маймеча-Котуйского района (Бор-Урях, Кугда, Одихинча и др.) формировались в первую фазу становления этих массивов в виде штокообразных цилиндрических тел. На современном эрозионном срезе оливиниты находятся в различных количественных соотношениях с последующими по времени формирования щелочными породами и карбонатитами. От сходных с ними по минеральному составу дунитов Гулинского плутона оливиниты отличаются рядом петрохимических и геохимических признаков, обусловленных, в частности, и составом акцессорных рудных минералов. Под воздействием щелочных расплавов и флюидов ультраосновные породы преобразуются в разнообразные метасоматиты с присущими им особенностями состава, полезных ископаемых и т. д.

Рассмотрим характер распределения и формы проявления магнетита в ультраосновных породах Гулинского плутона.

В дунитах, перидотитах и меймечитах магнетит присутствует в качестве акцессорного минерала, образующего, как правило, мелкие кристаллики (до 1,0 мм в поперечнике) октаэдрического габитуса, изометричные или округлые зерна, достаточно равномерно распределенные в породообразующих минералах и основной массе пород. Нередко магнетит встречается в виде сростков с зернами хромита и мелкими пластинками ильменита. Магнетит в породах присутствует в количестве первых процентов.

В дунитах магнетит рассеян в зернах оливина, а также образует ксеноморфные обособления в интерстициях между ними. Чаще всего такие ксеноморфные выделения, переходящие в сидеронитовую вкрапленность и обособленные маломощные прожилки, наблюдаются в экзоконтактовых зонах пироксенитовых тел, и, по-видимому, имеют метасоматическое происхождение. При серпентинизации и метасоматическом преобразовании дунитов нередко происходит перераспределение железа, в том числе за счет акцессорных магнетитов, с образованием новых рудных фаз другого состава. Далее рассмотрим этот процесс подробнее.

В перидотитах, в том числе порфировидных, общее количество акцессорного магнетита несколько выше, чем в дунитах. Как и в дунитах, магнетит равномерно рассеян в породообразующих минералах, нередко образует сростки с другими рудными акцессориями.

В меймечитах количество акцессорного магнетита не превышает 2—3%. В качестве очень мелкой вкрапленности он рассеян в породообразующих минералах, но значительная часть сосредоточена в основной массе. Магнетит образует также оторочки вокруг зерен хромшпинелидов и тонкопрожилковые скопления пылевидных частиц в участках серпентинизации.

В меймечитах, порфировидных перидотитах и, реже, дунитах и оливинитах встречаются кристаллы оливина, в той или иной степени насыщенные очень мелкими тонкопластинчатыми или дендритовидными («паукообразными») закономерно расположенными вростками магнетита (см. фото*, *а*). Иногда таких выделений в оливине так много, что зерна становятся совершенно непрозрачными («черный» оливин). Подобные вростки встречаются и в оливинах альпинотипных гипербазитов (Агафонов и др., 1973). Природа подобных включений еще пока не ясна. Можно лишь предполагать, что такие закономерные вростки

---

* Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

представляют собой структуры распада, возникающие в оливинах, кристаллизующихся на больших глубинах, при их подъеме в верхние горизонты земной коры.

Основная масса магнетита в ультраосновном Гулинском плутоне сосредоточена в пироксенитах, где он встречается в различных количествах — от мелкой редкой вкрапленности до сплошных руд, составляющих до 25—30% объема пироксенитовых тел. Пироксениты, содержащие менее 5% рудных минералов, принято считать безрудными, более 5% — рудными. Это деление пироксенитов чисто условное, так как в тех и других форма проявления магнетита одинакова. Чаще всего магнетит представлен небольшими ксеноморфными выделениями, неравномерно распределенными в интерстициях зерен клинопироксена. В пироксенитах можно наблюдать все переходы: от мелкой редкой вкрапленности до массивных магнетитовых руд. Последние образуют невыдержанные по простиранию и мощности жильные тела, разнообразные прожилки, гнезда, участки с сидеронитовой структурой и т. д. Повышенные концентрации магнетита в виде вкрапленности и мелких прожилков наблюдаются иногда в эндоконтактовых зонах пироксенитовых тел, в дунитах и перидотитах.

В шлифах (см. фото, *б*, *в*) можно видеть все этапы замещения пироксенитов рудными минералами. Вначале рудообразующие растворы проникают по границам зерен, трещинкам и участкам предварительной грануляции, а затем происходит постепенное замещение пироксена (остаются реликты зерен) вплоть до образования мономинеральных магнетитовых гнезд, прожилков и т. п. В аншлифах магнетит однороден, только в отдельных зернах наблюдаются редкие пластинчатые вростки ильменита. Совместно с магнетитом изредка и в небольшом количестве встречаются зерна хромита, перовскита, апатита, листочки биотита и реликты клинопироксена.

Иной характер распределения магнетита в оливинитах других интрузий этого комплекса. Максимальные концентрации рудного минерала связаны с существенно оливинитовыми массивами Бор-Урях и Кугда, в то время как в других интрузиях (Одихинча, Быхыт Западный и др.) магнетит в оливинитах присутствует в небольших количествах. В интрузиях Бор-Урях и Кугда характер оруденения оливинитов сходен, и поэтому ниже дано совместное описание его особенностей.

Прежде всего следует подчеркнуть, что магнетит в оливинитах распределен не в виде равномерной вкрапленности, как это характерно для акцессориев, а сосредоточен в отдельных небольших по площади участках оливинитовых тел *. В таких участках оруденение, как правило, приурочено к пологим протомагматическим трещинам отдельности в оливинитах и представлено мелкой интерстиционной вкрапленностью, переходящей в пятна и полосы с сидеронитовой структурой, а также в небольшие линзовидные гнезда и прожилки сливных руд (см. фото, *г*). Обычно руды имеют тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием «прослоев» безрудных оливинитов и оливинитов с интерстиционной вкрапленностью с прослоями, обогащенными магнетитом, вплоть до сплошных руд. Мощность таких «слоев» колеблется от долей до 2—5 см, изредка больше. Взаимопереходы между оливинитами и сплошными рудными слоями обычно постепенные, через зону сидеронитовой вкрапленности (см. фото, *д*). Полосчатые руды в таких участках залегают субгоризонтально или под небольшим углом, имея те же элементы залегания, что и пологие трещины отдельности в оливинитах.

* В отличие от стратиформных интрузий, в которых чередующиеся рудные «слои» титаномагнетита или хромита имеют постоянную мощность и прослеживаются по всей площади массивов.

Магнетит всегда встречается совместно с переменным количеством перовскита и чешуйками флогопита. Иногда перовскит преобладает над магнетитом и даже образует в оливинитах интрузии Кугда мономинеральные линзовидные прослои и вкрапленность. Характерно, что такие полосчатые руды ассоциируют, как правило, с крупнозернистыми порфировидными, вероятно, перекристаллизованными оливинитами (см. фото, *е*). Подобные струйчатые, но вертикальные полосы рудных минералов встречаются также в непосредственной близости от вертикальных пегматоидных тел оливинитов в интрузии Бор-Урях, где они чередуются с полосами мелкозернистого (гранулированного) оливина и жилками слюдитов с крупным оливином. В пегматоидных жилах подобные скопления рудных минералов отмечаются в блоках незамещенных оливинитов, в которых они образуют тонкочередующиеся зоны, повторяющие контур блока. По-видимому, аналогичная картина многократного чередования маломощных рудных зон с зонами мелкозернистого оливинита с гранобластовой структурой наблюдается в «нодулях» из крупнозернистых оливинитов. Происхождение этих оригинальных проявлений рудных оливинитов с «нодулярной» структурой обсуждается в другой работе. Весьма примечательно, что участки магнетитового оруденения в интрузии Бор-Урях пространственно тяготеют к зонам развития пегматоидных оливинитов.

В отличие от рудных «слоев» стратиформных массивов в оруденелых полосчатых оливинитах отдельные магнетитовые прослои прослеживаются на незначительные расстояния, нередко переходят с одного горизонта на другой, тупо заканчиваются или, наоборот, сливаясь, образуют довольно крупные линзовидные тела протяженностью до 2,5 м при мощности 0,2—0,7 м. Элементы залегания таких рудных тел и «слоев» совпадают с элементами залегания пологих трещин отдельности *.

В оливинитах интрузии Кугда вертикальные (приуроченные к вертикальным системам трещин отдельности) жилы и гнезда магнетита встречаются редко. Наоборот, в оливинитах Бор-Уряха менее развиты полосчатые руды и много чаще встречаются разнообразные вертикальные жилы магнетита, обычно совместно с флогопитом, расположение которых в большинстве случаев совпадает с элементами залегания тел пегматоидных оливинитов. Жилы пегматоидных оливинитов широко развиты в центральной части массива, где они приурочены к линейной зоне нарушений северо-восточного простирания. Их детальное описание приведено в отдельной работе (Васильев, Золотухин, 1975), где рассматривается связь магнетитового оруденения интрузии с пегматоидами. В самих пегматоидных жилах магнетит представлен разнообразной вкрапленностью, гнездами, шлирами и хорошо образованными крупными кристаллами и их сростками. Кроме того, в большом количестве магнетит в виде разнообразной вкрапленности и гнезд присутствует в метасоматически измененных оливинитах — слюдитах, пироксен-флогопитовых жилах и т. д.

Оливиниты интрузии Одихинча практически безрудны. Повышенные содержания магнетита в них в виде маломощных прожилков и вкрапленности отмечаются лишь в эндоконтактовых зонах нефелин-пироксеновых жил, рассекающих оливиниты.

Как правило, магнетит представлен сплошными зернистыми массами, в которых при большом увеличении изредка наблюдаются неравномерно распределенные тонкопластинчатые вростки ильменита и мелкие изометричные зернышки шпинели. Более характерны решет-

* Подобный же характер распределения магнетита свойствен и оливинитам интрузий Лесная Варака и Ковдор (Кухаренко и др., 1965).

чатые структуры распада для кристаллов магнетита из пегматоидных или мономинеральных жил. В этих магнетитах нередки закономерные вростки или цепочки неправильных зерен зеленой шпинели (герцинита), иногда магнетит замещается халькопиритом.

Всем магнетитам свойственно неоднородное распределение структур распада, что, по мнению Кухаренко и др. (1965), свидетельствует о неоднородности первичного состава зерен и различной интенсивности пострудных процессов. Совместно с магнетитом иногда отмечается более поздний гематит.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАГНЕТИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Химический состав магнетитов из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района приведен в табл. 1. Здесь же даны результаты пересчетов на кристаллохимические формулы и параметры кристаллических ячеек. Эти и некоторые другие химические анализы магнетитов из оливинитов интрузий Лесная Варака и Ковдор и трапповых тел (Альмухамедов, Нестеренко, 1973) были пересчитаны на компонентный состав и представлены в виде диаграммы (рис. 1), наглядно отражающей особенности состава магнетитов.

По нашим и литературным данным (Кухаренко и др., 1965; Бородин и др., 1966; Гоньшакова, 1972; и многие др.), магнетиты из уль-

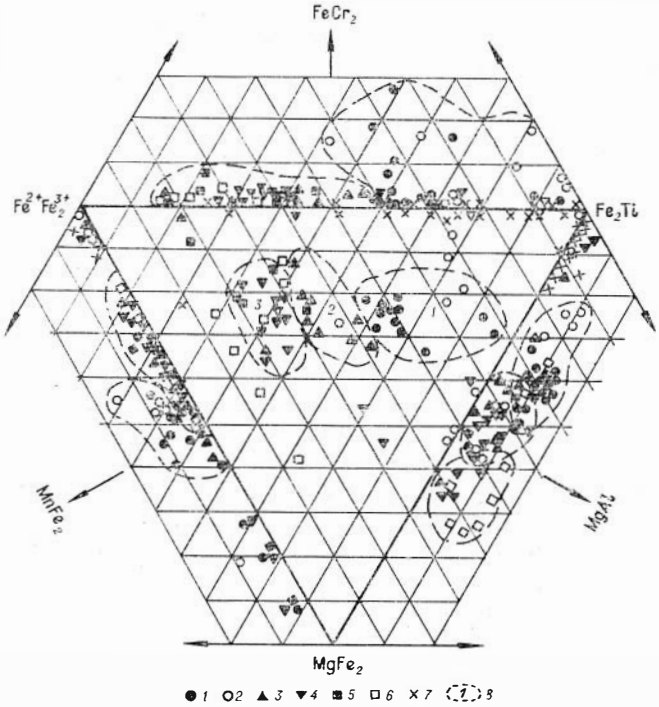


Рис. 1. Диаграмма компонентного состава титаномагнетитов из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района и других мест (по результатам табл. 1 и литературным данным; объяснение в тексте).

1 — магнетиты из пироксенитов Гулинского плутона; *2* — акцессорные магнетиты из ультраосновных пород Гулинского плутона; магнетиты из оливинитов интрузий: *3* — Бор-Урях, *4* — Кугда, *5* — Одихинча, *6* — Ковдор; *7* — магнетиты из трапповых интрузий Сибирской платформы (Альмухамедов, Нестеренко, 1973); *8* — границы полей разброса точек составов магнетитов из ультраосновных пород Гулинского плутона (1), интрузий Бор-Урях (2) и Кугда (3).

траосновных и некоторых других пород интрузий данной формации содержат повышенные (до 18,7 вес. %) содержания титана. Такие магнетиты У. Дир и др. (1966) рекомендуют именовать титансодержащими, если в них ульвошпинель не установлена рентгеновским или другими методами. В периодической литературе принято именовать такие магнетиты с повышенным содержанием TiO_2 (выше 5%) титаномагнетитами независимо от присутствия ульвошпинели. Если исходить из этих соображений, то все анализы, приведенные в табл. 1, соответствуют титаномагнетитам.

В некоторых анализах (табл. 1, ан. 31—40), несмотря на тщательный отбор проб, в большом количестве (до 11 вес. %) присутствует SiO_2, что естественно связывать с примесью силикатного материала. Но при расчете на магнезиальный оливин с 10% Fa (какие-либо другие минералы здесь предположить трудно) у нас в некоторых случаях возникает дефицит магния. Кроме того, фазовым рентгеноструктурным анализом и ИКС оливин в пробах не обнаружен. В то же время очень трудно предполагать вхождение кремния в решетку магнетита в таких больших количествах. Содержания других окислов изменяются в широких пределах как в зависимости от типа пород, так и внутри одноименных групп. Лучше всего такая зависимость видна на диаграмме, отражающей компонентный состав магнетитов (см. рис. 1).

На этой диаграмме вершины центрального треугольника соответствуют магнетиту, магнезиоферриту и ульвошпинели — трем главным компонентам проанализированных рудных минералов. С учетом изоморфизма на сторонах этого треугольника были построены другие треугольные диаграммы, отображающие небольшие содержания таких компонентов, как хромит, якобсит и шпинель ($MgAl_2O_4$), в зависимости от двух главных компонентов.

Прокомментируем приводимую диаграмму. Точки составов в центральном треугольнике образуют в достаточной степени обособленные поля, отвечающие магнетитам из различных интрузий. Эти поля, за исключением одиночных анализов, не перекрывают друг друга. Первое из них примерно с равным распределением компонентов отвечает магнетитам из пироксенитов Гулинского плутона. Акцессорные магнетиты из этого же плутона имеют более широкий разброс содержаний магнетитового и шпинелевого компонентов. Поля магнетитов из интрузий Кугда и Бор-Урях располагаются рядом, но не перекрывают друг друга. Точки составов магнетитов из оливинитов интрузий Одихинча и Ковдор располагаются на продолжении поля магнетитов интрузии Бор-Урях.

Как следует из диаграммы, характерно последовательное увеличение содержаний ульвошпинелевого компонента в магнетитах из ультраосновных пород различных интрузий. В оливинитах интрузий Ковдор, Одихинча, Бор-Урях оно минимально, в магнетитах из оливинитов интрузий Кугда и пироксенитах Гулинского плутона повышается, достигая максимума в акцессориях из последнего плутона. В магнетитах из трапповых интрузий почти полностью отсутствует магнезиоферритовый компонент при довольно широком разбросе точек вдоль линии магнетит — ульвошпинель. Соответственно в этом же направлении в рудных минералах уменьшается содержание магнетитового компонента при относительно равном содержании в них магнезиоферрита.

Одиночные точки составов, располагающиеся вне выделенных полей принадлежат магнетитам из других, не ультраосновных пород или магнетитам, имеющим специфические особенности состава.

Расположение точек составов магнетитов в центральном треугольнике предопределяет и их распределение в смежных треугольниках,

Таблица 1

Результаты химических анализов магнетитов из интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	0,63	1,75	0,72	1,50	0,47	0,48	0,19	0,10	0,44	1,60	1,48	0,88	0,20	н. о.
TiO_2	11,24	11,50	14,00	9,40	6,32	5,20	14,04	13,16	10,64	16,68	9,50	10,30	7,00	5,50
Al_2O_3	1,31	0,87	0,58	2,60	0,85	0,16	1,33	0,21	2,47	2,10	2,09	3,14	0,05	0,95
Fe_2O_3	46,03	43,67	42,98	42,56	59,29	62,30	42,04	45,70	46,32	45,25	47,39	43,59	56,25	57,52
Cr_2O_3	0,30	0,16	0,40	1,17	0,04	0,30	0,08	0,36	0,05	0,10	1,56	3,97	1,52	0,04
FeO	33,59	35,54	34,94	35,62	25,08	30,06	34,44	33,26	32,04	32,40	31,98	32,00	29,95	31,48
MnO	0,48	0,57	0,65	0,31	0,67	0,17	0,48	0,30	0,50	0,54	0,30	0,37	0,92	0,85
CoO	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	—	0,04	0,04	0,04	0,04	—	—	0,03	0,03
NiO	—	0,05	0,05	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,02
MgO	4,97	4,60	5,65	6,57	6,24	0,54	6,33	5,79	6,41	6,33	4,88	6,05	3,70	1,84
CaO	0,71	0,24	н. о.	н. о.	0,12	0,50	0,12	0,12	0,12	0,24	н. о.	н. о.	0,12	1,38
Na_2O	0,10	0,12	0,08	0,08	0,10	0,03	0,10	0,10	0,10	0,09	0,03	0,02	0,13	0,13
K_2O	0,06	0,08	0,07	0,06	0,07	0,08	0,05	0,08	0,06	0,10	0,11	0,07	0,10	0,10
Li_2O	0,03	—	—	—	0,03	—	0,03	0,03	0,03	0,03	—	—	—	—
P_2O_5	0,19	0,14	0,10	0,08	0,08	0,18	0,20	0,01	0,19	0,03	0,18	0,14	0,09	0,11
V_2O_5	0,15	0,03	н. о.	0,02	0,10	0,08	0,08	0,19	0,10	0,12	0,08	0,06	0,15	0,14
$S_{общ}$	—	—	—	—	—	н. о.	—	—	—	—	н. о.	н. о.	0,—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	н. о.	н. о.
H_2O	—	0,30	0,16	0,24	—	—	—	—	—					
Сумма	99,83	99,64	100,39	100,36	99,49	100,08	99,55	99,55	99,54	99,65	99,58	100,59	100,24	100,09

Количество катионов, рассчитанное на 4(O)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si	0,022	0,065	0,026	0,054	0,017	0,018	0,006	0,005	0,015	0,058	0,053	0,032	0,006	—
Al	0,057	0,039	0,026	0,084	0,036	0,009	0,057	0,011	0,108	0,090	0,091	0,121	0,004	0,045
Cr	0,009	0,004	0,013	0,035	—	0,009	0,001	0,016	—	0,004	0,047	0,110	0,044	
Fe^{3+}	1,257	1,165	1,162	1,161	1,614	1,752	1,147	0,985	1,252	1,215	1,281	1,156	1,559	0,617
Ti	0,305	0,315	0,378	0,256	0,172	0,146	0,382	0,323	0,287	0,287	0,257	0,273	0,194	1,155
V	0,004	—	—	—	0,002	0,005	0,001	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
	1,658	1,592	1,609	1,594	1,843	1,944	1,595	1,445	1,670	1,662	1,737	1,280	1,815	1,825
P	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,005	0,001	—	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	0,271	0,249	0,305	0,357	0,329	0,026	0,340	0,357	0,343	0,335	0,257	0,320	0,203	0,101
Ni	—	0,001	0,001	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Fe^{2+}	1,021	1,081	1,050	1,076	0,760	0,942	1,045	1,197	0,963	0,968	0,960	0,946	0,923	0,984
Mn	0,015	0,018	0,022	0,009	0,022	0,004	0,015	0,010	0,015	0,015	0,009	0,013	0,029	0,027
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,026	0,009	—	—	0,004	0,014	0,004	0,005	0,004	0,009	—	—	0,004	0,056
Na	0,004	0,010	0,006	0,006	0,008	—	0,008	0,010	0,008	0,008	—	—	0,008	0,008
K	0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004
	1,339	1,372	1,388	1,452	1,127	0,987	1,416	1,601	1,337	1,339	1,230	1,280	1,171	1,180
Параметры элементарной ячейки, Å														
a	8,390	—	—	—	8,390	8,390	8,410	8,390	8,390	8,396	8,390	8,390	8,400	8,400
SiO_2	н. о.	0,42	0,17	0,17	0,20	0,30	2,07	0,35	1,00	н. о.	0,25	0,35	0,90	0,20
TiO_2	6,20	11,24	11,12	6,40	8,50	7,20	7,87	8,10	9,50	8,20	7,60	10,25	9,50	14,75
Al_2O_3	0,37	1,53	2,04	1,79	1,53	1,16	3,09	2,17	1,01	1,26	1,69	0,53	0,55	1,58
Fe_2O_3	56,34	48,93	48,30	59,30	53,53	57,29	51,13	51,42	48,75	55,41	55,93	55,29	65,63	48,25
Cr_2O_3	2,85	0,66	0,22	0,16	1,96	1,10	1,40	1,63	1,62	1,18	0,63	н. о.	0,83	0,14
FeO	28,86	26,48	26,26	25,60	30,02	29,01	27,00	28,26	31,72	28,65	27,85	30,82	20,23	27,49
MnO	0,93	0,29	0,28	0,31	0,32	0,38	0,24	0,66	0,32	0,37	0,33	0,46	0,74	0,66
CoO	0,02	0,04	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	—	—	0,03	0,11	0,13	0,27	0,27	0,22	0,16	0,11	0,01	0,02	0,06
MgO	3,60	9,70	10,55	6,22	3,88	3,24	6,73	6,67	5,33	4,30	5,50	1,08	0,96	5,80
CaO	0,25	0,24	0,24	н. о.	0,12	0,43	н. о.	0,24	н. о.	0,12	н. о.	0,73	0,48	0,87
Na_2O	0,10	0,12	0,09	0,10	0,13	0,08	0,08	0,08	0,08	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
K_2O	0,07	0,08	0,05	0,10	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,10	0,14	0,07
Li_2O	—	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,24	сл.	0,18	0,11	0,11	0,10	0,15	0,08	0,12	0,11	0,14	0,36	0,11	0,11
V_2O_5	0,15	0,10	0,11	н. о.	н. о.	н. о.	0,02	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0,03	0,22	0,03
$S_{общ}$	—	—	—	—	—	—	0,16	0,20	0,20	—	—	—	—	—
П. п. п. H_2O-	н. о.	—	—	н. о.	н. о.	н. о.	—	—	—	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Сумма	100,01	99,86	99,66	100,31	100,52	100,57	100,30	100,24	99,96	100,01	100,26	100,25	100,45	100,20

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Количество катионов, рассчитанное на 4(O)													
Si	—	0,015	0,004	0,006	0,006	0,011	0,073	0,015	0,037	—	0,006	0,020	0,032	0,006
Al	0,018	0,063	0,084	0,073	0,065	0,052	0,126	0,094	0,043	0,038	0,074	0,027	0,025	0,068
Cr	0,084	0,016	0,004	0,004	0,057	0,031	0,038	0,047	0,048	0,039	0,018	—	0,020	0,004
Fe^{3+}	1,567	0,292	1,274	1,601	1,468	1,573	1,347	1,379	1,331	1,526	1,520	1,526	1,755	1,278
Ti	0,173	1,295	0,292	0,173	0,230	0,197	0,209	0,216	0,259	0,227	0,206	0,284	0,254	0,392
V	0,004	0,004	0,003	—	—	—	—		—	—	—	0,001	0,008	0,001
P	0,004	—	0,004	0,001	0,001	0,001	0,004	0,004	0,004	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
	1,850	1,685	1,665	1,863	1,827	1,865	1,797	1,755	1,720	1,831	1,825	1,860	2,085	1,750
Mg	0,197	0,509	0,554	0,332	0,211	0,173	0,349	0,358	0,285	0,235	0,295	0,060	0,053	0,305
Ni	—	—	—	—	0,002	0,002	0,008	0,009	0,007	0,004	0,003	—	0,001	0,001
Fe^{2+}	0,892	0,779	0,767	0,768	0,908	0,885	0,791	0,844	0,969	0,877	0,843	0,946	0,600	0,811
Mn	0,029	0,008	0,008	0,009	0,009	0,013	0,006	0,021	0,009	0,011	0,008	0,015	0,021	0,020
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,011	0,008	0,008	—	0,004	0,015	—	0,009	—	0,004	—	0,026	0,019	0,034
Na	0,008	0,008	0,008	0,004	0,008	0,008	0,006	0,006	0,006	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008
K	0,004	0,004	—	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
	1,141	1,316	1,345	1,117	1,146	1,100	1,162	1,251	1,270	1,143	1,161	1,059	0,706	1,183
	Параметры элементарной ячейки, Å													
a	8,440	—	8,390	8,420	8,410	8,410	—	—	—	8,412	8,407	8,400	—	8,402

Компонент	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO_2	0,22	н. о.	3,48	3,60	11,55	6,69	1,00	9,30	3,60	8,35	7,60	8,90	1,40	1,55
TiO_2	8,36	8,76	10,30	11,50	14,80	17,50	18,70	10,50	15,40	15,70	10,80	13,20	15,90	16,00
Al_2O_3	1,03	1,42	1,88	2,11	2,11	2,22	1,07	1,89	3,52	2,22	1,95	1,21	2,60	1,34
Fe_2O_3	52,54	52,44	36,28	40,36	31,93	34,81	41,46	41,15	42,80	27,40	40,07	35,24	43,10	42,43
Cr_2O_3	0,04	0,46	7,10	8,40	1,84	2,04	2,09	1,14	2,50	1,50	5,35	3,12	0,17	0,27
FeO	31,29	30,63	32,36	22,34	19,51	22,84	32,27	25,53	24,66	29,81	23,53	20,23	29,65	30,86
MnO	0,54	0,52	1,04	0,62	0,26	0,45	0,40	0,93	0,40	0,54	0,40	0,48	0,28	0,29
CoO	0,05	0,05	—	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02

NiO	—	—	—	0,22	0,13	0,16	0,08	0,03	0,15	0,06	0,15	0,19	0,19	0,32
MgO	3,32	5,04	6,59	10,02	15,34	11,33	2,46	7,29	5,14	11,91	8,97	13,31	6,29	5,69
CaO	1,83	0,12	н. о.	н. о.	2,00	1,50	н. о.	1,63	1,12	1,10	0,12	1,00	н. о.	0,71
Na_2O	0,12	0,10	0,07	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,20
K_2O	0,05	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,10	0,30	0,07	0,10	0,07	0,07	0,06	0,11
Li_2O	0,03	0,03												
P_2O_5	0,18	0,20	0,16	0,40	0,26	0,10	0,20	0,31	0,29	0,31	0,24	0,11	0,18	0,09
V_2O_5	0,10	0,10	0,17	0,23	0,11	0,11	0,24	0,11	0,26	0,15	0,26	0,15	0,16	0,16
$S_{общ}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32	0,16
П. п. п.	—	—	—	н. о.	н. о.	0,30	н. о.	н. о.	н. о.	1,20	0,60	3,00	—	—
Сумма	99,70	99,50	99,50	100,01	100,04	100,30	100,23	100,36	100,07	100,47	100,25	100,35	100,41	100,04

Количество катионов, рассчитанное на 4(O)

Si	0,006	—	0,122	0,121	0,357	0,215	0,036	0,306	0,121	0,266	0,242	0,291	0,048	0,057
Al	0,045	0,062	0,080	0,081	0,078	0,085	0,045	0,075	0,137	0,083	0,077	0,047	0,108	0,055
Cr	—	0,017	0,199	0,222	0,045	0,050	0,060	0,028	0,061	0,038	0,139	0,079	0,004	0,009
Fe^{3+}	1,461	1,427	0,958	1,016	0,740	0,837	0,767	1,020	1,083	0,653	0,967	0,365	1,123	1,086
Ti	0,233	0,245	0,272	0,290	0,340	0,421	0,496	0,259	0,390	0,372	0,260	0,324	0,414	0,421
V	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,008	0,004	0,008	0,004	0,004	0,004
P	0,004	0,008	0,004	0,012	0,008	0,004	0,004	0,008	0,008	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
	1,753	1,763	1,639	1,746	1,574	1,616	1,412	1,700	1,808	1,424	1,697	1,614	1,705	1,636
Mg	0,182	0,275	0,346	0,500	0,700	0,544	0,131	0,356	0,259	0,560	0,474	0,649	0,324	0,297
Ni	—	—	—	0,006	0,002	0,004	0,001	—	0,002	0,002	0,004	0,006	0,006	0,006
Fe^{2+}	0,968	0,946	0,950	0,625	0,501	0,596	0,953	0,702	0,691	0,788	0,630	0,553	0,859	0,905
Mn	0,016	0,016	0,032	0,016	0,007	0,013	0,013	0,026	0,012	0,013	0,012	0,014	0,008	0,008
Co	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,071	0,004	—	—	0,067	0,052	—	0,057	0,040	0,038	0,004	0,035	—	0,026
Na	0,008	0,004	0,008	0,008	0,006	0,008	0,004	0,012	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,012
K	—	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,012	0,004	0,004	0,004	0,002	0,002	0,004
	1,245	1,249	1,338	1,159	1,287	1,221	1,105	1,165	1,016	1,413	1,360	1,269	1,207	1,258

Параметры элементарной ячейки, A°

a	8,396	8,390	8,387	8,390	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO_2	2,0	1,3	1,3	1,3	1,1	0,8	1,0	0,4	0,5	0,4	0,4
TiO_2	14,50	10,65	12,48	13,65	12,50	13,70	14,45	14,0	15,70	15,20	15,12

Окончание табл. 1

Компонент	43	44	45	46	47	48	49	50	52	53	54
Al_2O_3	3,55	3,15	3,65	3,50	2,90	3,50	3,50	3,50	3,40	3,55	3,60
Fe_2O_3	32,15	36,39	31,64	37,43	34,32	36,03	35,17	40,95	38,23	40,00	40,45
Cr_2O_3	6,96	12,00	9,10	4,99	3,62	1,24	1,70	0,88	0,15	0,65	0,52
FeO	33,21	30,30	35,81	33,34	39,20	29,38	37,80	33,21	36,27	37,74	36,66
MnO	0,37	0,53	0,80	0,30	0,50	0,40	0,55	0,25	0,39	0,36	0,32
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0,09	0,06	0,06	0,06	0,09	0,08	0,10	0,09	0,08	0,08	0,08
MgO	6,24	4,70	4,87	4,70	4,87	4,53	4,87	5,73	5,13	4,87	5,13
CaO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,24	0,24	0,24	0,24	0,36
Na_2O	0,06	0,06	0,07	0,09	—	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05
K_2O	0,05	0,10	0,10	0,02	—	0,05	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03
Li_2O	0,03	0,03	0,02	0,03	—	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
P_2O_5	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,02	сл.	0,02	сл.	сл.
V_2O_5	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	»	сл.	»	»
$S_{общ}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
H_2O-	0,60	0,30	0,20	0,30	0,50	0,20	0,60	0,10	0,10	0,20	»
Сумма	99,87	99,63	100,17	99,79	99,66	99,16	100,13	100,38	100,32	100,36	99,74

Количество катионов, рассчитанное на 4(O)

Si	0,069	0,047	0,069	0,047	0,039	0,037	0,037	0,015	0,017	0,015	0,015
Al	0,143	0,132	0,151	0,144	0,126	0,146	0,145	0,144	0,138	0,149	0,150
Cr	0,186	0,336	0,252	0,139	0,104	0,035	0,051	0,029	0,007	0,014	0,013
Fe^{3+}	0,853	0,975	0,837	0,990	0,934	0,966	0,939	1,089	1,023	1,067	1,086
Ti	0,384	0,285	0,332	0,361	0,339	0,367	0,386	0,394	0,419	0,405	0,404
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,635	1,775	1,641	1,542	1,681	1,551	1,558	1,671	1,604	1,650	1,668
Mg	0,325	0,249	0,256	0,248	0,265	0,241	0,260	0,299	0,270	0,254	0,270
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe^{2+}	0,975	0,898	1,050	0,979	1,185	1,181	1,122	0,979	1,081	0,689	1,003
Mn	0,015	0,017	0,023	0,038	0,046	0,043	0,049	0,009	0,013	0,013	0,002
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	0,008	0,008	0,008	0,008	—	0,010	0,034	0,008	0,008	0,008	0,010
K	0,004	0,004	0,004	0,004	—	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
	1,329	1,178	1,343	1,279	1,498	1,481	1,471	1,301	1,378	0,970	1,291

Параметры элементарной ячейки, Å											
$\mathring{a}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Интрузия Бор-Урях: 1—5 — обр. 522, 519, 520, 535, 638а — титаномагнетиты из среднезернистых оливинитов; 6 — обр. 504б — магнетит из пегматоидной жилы; 7—8 — обр. 522а, 522б — титаномагнетиты из мономинеральных взаимно пересекающихся вертикальных прожилков; 9—10 — обр. 534-1, 534-2 — титаномагнетиты из «нодулярных» руд. Интрузия Одихинча: 11—12 — обр. 341-7, 341-8 — магнетит из клинопироксен-флогопитовой и оливин-клинопироксеновой зон изменения оливинитов в контакте с нефелин-пироксеновыми породами; 13—15 — обр. 254, 254а, 254б — магнетиты из зоны контакта оливинитов с нефелин-мелилит-клинопироксеновыми породами. Интрузия Кугда: 16 — обр. 311д — титаномагнетит из мономинерального рудного тела; 17 — обр. 314 — титаномагнетит из рудного оливинита; 18 — обр. 331б — магнетит из оливинита, обогащенного перовскитом; 19—20 — обр. 315, 304д — магнетит из оливинитов с порфиробластами мелилита; 21—22 — обр. 803, 806 — магнетит из порфировидных оливинитов; 23 — обр. 816а — магнетит из «ксенолита» оливинита в нефелин-мелилитовых породах; 24 — обр. 301г — магнетит из существенно мелилитовой породы; 25 — обр. 243а — магнетит из порфировидного оливинита; 26 — обр. 235в — титаномагнетит из существенно пироксеновой породы (якупирангита), обогащенной перовскитом; 27 — обр. 231ж — магнетит из мелкозернистой нефелин-пироксеновой породы; 28 — обр. 320в — титаномагнетит из существенно пироксеновой м/з породы (якупирангита), обогащенной рудным минералом; 29 — обр. 320 — магнетит из мелилит-нефелин-клинопироксеновой породы с тонкополосчатым распределением рудного минерала; 30 — обр. 306 — магнетит из крупнозернистой мелилит-пироксеновой породы. Интрузия Гулинская: 31 — обр. 196 — акцессорный титаномагнетит из перидотита; 32 — обр. 120 — то же, из меймечита; 33—34 — обр. 186г, 185е — то же, из порфировидных перидотитов; 35 — обр. 77-2 — титаномагнетит из клинопироксен-флогопитовой метасоматической породы; 36 — обр. 202б — акцессорный титаномагнетит из дайки пикритового порфирита с крупными «скелетными» кристаллами оливина; 37—38 — обр. 427в, 430 — то же, из меймечита; 39—40 — обр. 451, 448в — то же, из порфировидного перидотита; 41—42 — обр. 798, 798а — титаномагнетит из пироксенитов; 43 — обр. 771 — акцессорный титаномагнетит из пироксенизированного дунита; 44 — обр. 771а — то же, из дунита; 45 — обр. 77-3 — то же, из пироксенизированного дунита; 46 — обр. 771б — то же, из пироксенита с реликтами дунита; 47 — обр. 771в — то же, из пироксенита; 48 — обр. 799л — то же, из пироксенизированного дунита (из экзоконтактовой зоны пироксенитовой жилы); 49 — обр. 799и — то же, из дунита; 50 — обр. 799л-1 — то же, из пироксенита с реликтами оливина (из эндоконтактовой зоны пироксенитовой жилы); 51 — обр. 799з — титаномагнетит из рудного пироксенита; 52 — обр. 799ж — то же, из «ксенолита» измененного дунита в пироксенитовой жиле; 53 — акцессорный титаномагнетит из пироксенизированного дунита.

имеющих общую сторону, соответствующую двум общим компонентам. Поэтому в этих треугольниках интересна только оценка содержаний третьего компонента. Так, в треугольнике $Fe^{2+}Fe^{3+}$—$Fe^{2+}Ti$—$FeCr_2$ для всех магнетитов характерно невысокое, не более 5%, содержание хромита. Исключением являются некоторые магнетиты из Гулинского плутона (как акцессорные, так и из пироксенитов), в которых относительные содержания хромитового компонента достигают 20—28%.

Часть магнетитов Гулинского плутона содержит также повышенные количества (около 10%) якобсита ($MnFe_2$), в то время как во всех других пробах количество этого компонента колеблется от 0 до 3,5—4,0%. Содержание шпинелевого компонента ($MgAl_2$) максимально для магнетитов Гулинского плутона и отдельных проб Ковдора (более 10%), уменьшаясь в магнетитах Бор-Уряха и Кугды (менее 10%). Минимальное содержание шпинелевого компонента отмечается для магнетитов из трапповых тел.

При расчетах на компонентный состав в отдельных пробах иногда оставался избыток Fe^{3+}, что, по-видимому, связано с наличием в них маггемита, подтвержденного для ряда проб рентгеноструктурными исследованиями. Кубическая модификация маггемита была установлена рентгеноструктурным анализом в пробах 77-2 и 427в (табл. 2). Проба 77-2 представляет собой вкрапленность рудного минерала в пироксенитах Гулинского плутона, а проба 427в — это акцессорный рудный минерал в меймечите. Химический состав этих проб (см. табл. 1, ан. 35, 37) не соответствует чистым маггемитам. При относительно

Таблица 2

Результаты рентгеноструктурного анализа рудных проб из ультраосновных пород

Обр. 77-2		Обр. 427в		Маггемит (Михеев, 1957)	
I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$
1	2	3	4	5	6
1	4,80	1	4,82	2	4,81
2	3,68	3	3,694	3	3,72
5	2,952	6	2,944	7	2,943
5	2,728	2	2,721	1	2,774
6	2,509	10	2,509	10	2,506
0,5	2,399	Сл.	2,415	1	2,402
1	2,222	1	2,213	1	2,226
5	2,082	5	2,086	6	2,079
4	1,858	2	1,855	1	1,861
5	1,715	5	1,713	4	1,697
6	1,609	6	1,611	6	1,600
1	1,499	—	—	—	—
8	1,477	8	1,478	7	1,471
1	1,465	—	—	—	—
Сл.	1,337	—	—	—	—
Сл.	1,322	1	1,326	2	1,314
1	1,271	1	1,279	3	1,269
Сл.	1,211	0,5	1,208	2	1,201
1	1,154	—	—	—	—
1	1,112	1	1,118	2	1,112
3	1,092	3	1,092	4	1,082
0,5	1,073	—	—	—	—
1	1,049	1	1,047	2	1,040

Примечание. Обр. 77-2 — маггемит из пироксенитов Гулинского плутона; 427 — маггемит из меймечитов.

высоком содержании Fe_2O_3 в них присутствуют значительные количества FeO, TiO_2, MgO и других примесей. Баста (Basta, 1959, см. Дир и др., 1966) рекомендует такие минералы именовать титаномаггемитами и считает, что они возникают при окислении титанистого магнетита. В других пробах маггемит устанавливается совместно с магнетитом по отдельным линиям.

Большинство проанализированных проб однородно, не содержит каких-либо других рудных фаз и по параметрам элементарной ячейки относится к магнетитам (см. табл. 1). Только в некоторых из них выявлены следы или незначительные количества хромита, ильменита, гематита и гетита (табл. 3).

Вполне вероятно, что хромит (шпинель) и ильменит образуют в магнетитах структуры распада, изредка наблюдаемые при большом увеличении в аншлифах. Выборочный фазовый анализ проб магнетитов с высоким содержанием SiO_2 и Cr_2O_3 методом ИКС выявил в них только незначительные примеси силикатных минералов (оливина и серпентина?) и полное отсутствие других рудных фаз.

Магнетиты из различных типов ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород севера Сибирской платформы имеют не только специфические черты химизма, но и существенно различаются между собой по содержанию микроэлементов. Специальные геохимические исследования титаномагнетитов из различных пород щелочно-ультраосновных комплексов показали тесную зависимость между содержанием элементов примесей и генезисом рудных минералов (Бородин и др., 1966; Гоньшакова, Егоров, 1968; Гоньшакова, 1972; Кухаренко и др., 1965; Золотарев, 1971). Результаты геохимических исследований по нашим и литературным данным сведены в табл. 4, 5. В табл. 4 приведены результаты полуколичественного спектрального анализа проб магнетитов,

Таблица 3

Результаты фазового анализа рудных проб с большим содержанием SiO_2 и Cr_2O_3 методами рентгеноструктурного и ИКС анализов

№ пробы	Вес. %			Результаты рентгеноструктурного анализа	Результаты ИКС анализа
	SiO_2	Cr_2O_3	П. п. п.		
77-2	1,00	2,09	н. о.	—	Следы силикатного минерала
185е	6,69	2,04	0,30	Ильменит, гетит	Силикатный минерал
186г	11,55	1,84	н. о.	Ильменит, гетит (?)	Серпентин
427в	3,60	2,50	»	Ильменит	Силикатный минерал
430	8,35	1,50	1,20	Хромит (очень мало)	» »
448в	8,90	3,12	3,00	Ильменит	Серпентин

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в магнетитах из ультраосновных и щелочных пород Маймеча-Котуйского района (по результатам полуколичественного спектрального анализа)

Элемент	1(15)	2(10)	3(13)	4(17)	5	6	7
Cu	$1,4\cdot10^{-3}$	$1,2\cdot10^{-3}$	$9,6\cdot10^{-4}$	$1,0\cdot10^{-2}$	$1,0\cdot10^{-3}$	$3,0\cdot10^{-3}$	$2,0\cdot10^{-4}$
V	$1,4\cdot10^{-2}$	$6,4\cdot10^{-3}$	$1,7\cdot10^{-2}$	$1,2\cdot10^{-2}$	$1,0\cdot10^{-1}$	$5,0\cdot10^{-1}$	$5,0\cdot10^{-2}$
Co	$2,4\cdot10^{-3}$	$6,7\cdot10^{-3}$	$2,4\cdot10^{-3}$	$6,7\cdot10^{-2}$	$3,0\cdot10^{-2}$	$3,0\cdot10^{-2}$	$2,0\cdot10^{-2}$
Pb	—	—	$4,0\cdot10^{-4}$	$2,5\cdot10^{-4}$	—	—	$1,0\cdot10^{-1}$
Ag	—	—	$3,0\cdot10^{-4}$	сл.	—	—	—
Zn	$1,0\cdot10^{-2}$	$2,1\cdot10^{-2}$	—	$8,7\cdot10^{-3}$	$5,0\cdot10^{-2}$	$5,0\cdot10^{-2}$	—
Sn	$1,5\cdot10^{-3}$	$1,0\cdot10^{-4}$	$4,0\cdot10^{-4}$	$7,0\cdot10^{-4}$	$2,0\cdot10^{-3}$	—	$2,0\cdot10^{-3}$
Mo	—	—	—	$2,0\cdot10^{-4}$	$5,0\cdot10^{-4}$	$8,0\cdot10^{-4}$	$1,0\cdot10^{-3}$
Ba	—	$1,0\cdot10^{-2}$	—	$4,0\cdot10^{-3}$	$1,0\cdot10^{-2}$	$1,0\cdot10^{-2}$	$2,0\cdot10^{-3}$
Sc	$2,0\cdot10^{-3}$	$1,0\cdot10^{-3}$	—	$8,3\cdot10^{-4}$	$2,0\cdot10^{-3}$	—	—
Sr	—	—	—	$2,5\cdot10^{-2}$	—	—	—
Zr	$9,3\cdot10^{-4}$	$1,2\cdot10^{-3}$	$3,0\cdot10^{-4}$	$9,2\cdot10^{-3}$	$2,0\cdot10^{-2}$	$1,0\cdot10^{-2}$	—
Ga	$1,0\cdot10^{-3}$	$1,0\cdot10^{-3}$	—	$6,6\cdot10^{-4}$	$2,0\cdot10^{-3}$	$1,0\cdot10^{-3}$	$2,0\cdot10^{-3}$
Ge	$1,0\cdot10^{-4}$	$2,0\cdot10^{-3}$	—	$3,0\cdot10^{-4}$	$1,0\cdot10^{-3}$	—	$2,0\cdot10^{-3}$
Y	—	—	—	$3,3\cdot10^{-2}$	—	—	—
Yb	—	—	—	$1,0\cdot10^{-4}$	—	—	—
Be	—	—	—	$2,6\cdot10^{-4}$	—	—	—

Примечание. В скобках — число анализов. 1 — магнетиты из дунитов, перидотитов и меймечитов Гулинского плутона; 2 — из пироксенитов Гулинского плутона; 3 — из щелочных пород этого же массива; 4 — из пикритовых порфиритов; 5 — из рудных оливинитов (Гоньшакова, Егоров, 1968); 6 — из мельтейгитов 4-й фазы (там же); 7 — из карбонатитов (там же).

а в табл. 5 — содержания некоторых элементов-примесей в магнетитах по данным количественного спектрального анализа и химическим определениям. Эта таблица особенно наглядно демонстрирует различия в составе магнетитов из разнообразных пород сложных интрузий Маймеча-Котуйского района, что, несомненно, связано с условиями их образования *.

Так, акцессорные магнетиты из ультраосновных пород Гулинского плутона (из дунитов, перидотитов, меймечитов) характеризуются максимальным содержанием хрома, титана, магния, никеля и ванадия. Для магнетитов из пироксенитов Гулинского плутона средние содержания многих элементов-примесей близки к таковым для ультраосновных пород (см. табл. 1, 5), хотя пределы их колебаний намного больше. Наиболее существенно магнетиты из пироксенитов отличаются от акцессорных магнетитов ультрабазитов по содержанию хрома. Анализ магнетитов, отобранных из пород вкрест простиранию пироксенитовых тел, выявил интересную закономерность: количество Cr_2O_3 в магнетитах уменьшается по направлению от дунитов к центральным зонам пироксенитовых тел. Причем содержание хрома в магнетитах из пироксенитов находится в прямой зависимости от содержания этого элемента в акцессорных магнетитах дунитов. Эта зако-

* Подобное же разнообразие составов характерно и для магнетитов из пород сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ва (Кухаренко и др., 1965; Кудрявцева, Колесников, 1973; Сердюченко и др., 1974).

Таблица 5

Содержание некоторых окислов в магнетитах из ультраосновных и щелочных пород Маймеча-Котуйского района (по результатам химических анализов и количественных спектральных определений), вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO_2	13,02(4)	13,52(3)	14,21(3)	13,57(6)	10,50(2)	9,40(12)	5,41(3)	1,96(2)
Al_2O_3	3,45(4)	1,48(5)	2,62(3)	2,56(6)	1,89(2)	1,63(12)	3,83(3)	0,51(1)
Cr_2O_3	5,95(21)	3,92(5)	5,34(6)	1,99(13)	1,14(2)	0,96(46)	0,03(37)	сл. (2)
MnO	0,56(21)	0,54(5)	0,38(6)	0,34(13)	0,93(2)	0,39(46)	0,55(37)	0,66(12)
NiO	0,13(21)	0,16(5)	0,16(6)	0,15(13)	0,03(2)	0,12(34)	0,01(37)	сл. (12)
CoO	0,04(4)	0,03(5)	0,04(3)	0,02(2)	0,05(2)	0,03(12)	0,01(37)	—
MgO	6,04(21)	10,12(5)	9,80(3)	5,03(13)	7,29(2)	6,12(46)	1,59(37)	3,29(12)
V_2O_5	0,22(17)	0,16(5)	0,14(6)	0,27(7)	0,15(2)	0,04(46)	0,24(37)	0,21(12)

Примечание. В скобках — количество анализов, использованных для подсчета средних величин. 1—4 — магнетиты из ультраосновных пород Гулинского плутона: 1 — из дунитов, 2 — из перидотитов, 3 — из меймечитов, 4 — из пироксенитов; 5 — из пикритовых порфиритов; 6 — из оливиннитов; 7 — из нефелин-пироксеновых пород; 8 — из карбонатитов.

номерность изображена графически на рис. 2, где представлены два схематических разреза через пироксенитовые тела и вмещающие их дуниты. На обоих разрезах видно, что количество хрома в породах постепенно уменьшается по направлению от дунитов через пироксенизированные дуниты к пироксенитам. Если пироксениты содержат «ксенолиты» дунитов, то содержание хрома в магнетите из этого «ксенолита» много выше, чем в окружающих пироксенитах, и сопоставимо с таковым из вмещающих дунитов (см. рис. 2, *б*).

Значительные величины дисперсий содержаний хрома и других элементов в магнетитах из пироксенитов, а также наблюдаемый характер распределения хрома в магнетитах из пироксенитов и дунитов позволяют с достаточным основанием предполагать, что акцессорные магнетиты (и хромиты) дунитов также участвуют в метасоматическом замещении дунитов клинопироксенитами. Происходит перераспределение хрома (и других элементов) по вновь возникающим минеральным фазам, часть хрома входит в состав пироксена, другая часть — в состав вновь образующихся рудных и силикатных минералов. При этом общее количество хрома в валовом составе дунитов и вновь возникающих пироксенитов оценивается близкими цифрами.

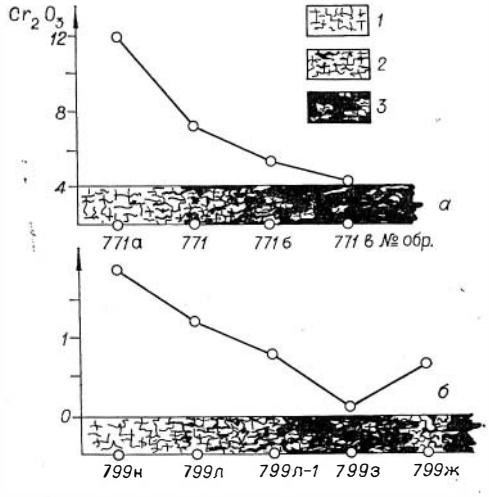


Рис. 2. Распределение Cr_2O_3 (вес. %) в титаномагнетитах из пироксенитовых тел и дунитов (объяснения в тексте).

1 — дунит; *2* — пироксенизированный дунит; *3* — пироксенит.

В какой-то мере процесс перераспределения хрома подтверждается и оценкой коэффициентов корреляции для элементов-примесей в титаномагнетитах из различных типов пород (Бородин и др., 1966; Золотарев, 1971). Эти коэффициенты заметно различаются между собой. Так, в первичных ультрабазитах (дунитах, меймечитах) существует тесная корреляционная связь между Ni и Cr,

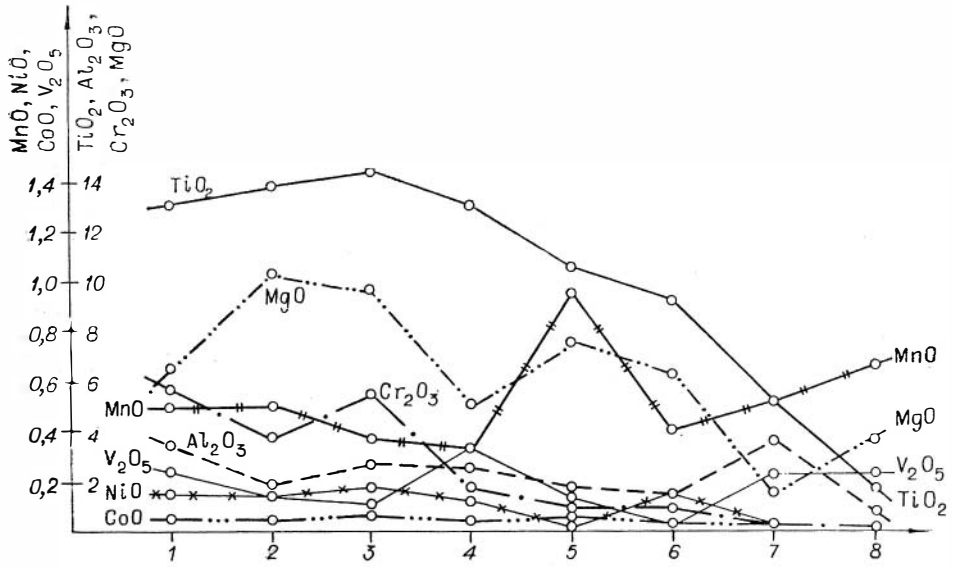


Рис. 3. Вариационная диаграмма распределения главных элементов-примесей в магнетитах из разнообразных пород маймеча-котуйского комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов (нумерация точек та же, что и в табл. 5; объяснение в тексте). *1—4* — из дунитов (*1*), перидотитов (*2*), меймечитов (*3*) и пироксенитов (*4*) Гулинского плутона; *5* — из дайковых тел пикритовых порфиритов; *6* — из оливинитов интрузий Бор-Урях и Кугда; *7* — из нефелин-пироксеновых пород этого комплекса; *8* — из карбонатитов и апатит-магнетитовых пород.

Cr и Mg, в то время как в пироксенитах устанавливается корреляция только для Cr и Mg. В других породах корреляционная связь между элементами-примесями и породообразующими окислами не устанавливается.

В оливинитах, имеющих сходный минеральный и химический состав с дунитами, магнетиты содержат много меньше по сравнению с магнетитами дунитов, титана, хрома, алюминия, никеля, ванадия (см. табл. 5).

Магнетиты из щелочных пород и карбонатитов этого комплекса существенно отличаются от магнетитов ультраосновных пород невысокими содержаниями титана, хрома, алюминия, магния и никеля. Судя по одиночным анализам, специфическими чертами химизма обладают также акцессорные магнетиты пикритовых порфиритов. По содержанию элементов-примесей они близки к магнетитам оливинитов, отличаясь от них более высоким содержанием Mn и V_2O_5 и очень низким (0,03 вес. %) — никеля.

Характер изменения концентраций некоторых элементов в магнетитах из различных пород Маймеча-Котуйского интрузивного комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов изображен в виде вариационной диаграммы на рис. 3. Диаграмма построена по данным табл. 5.

Изложенный выше фактический материал позволяет высказать некоторые соображения о генезисе магнетитов, ассоциирующих с ультраосновными породами сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов севера Сибирской платформы.

Пожалуй, ни у кого не вызывает сомнения первичная магматическая природа акцессорного магнетита в ультрабазитах (дунитах, перидотитах, меймечитах) Гулинского плутона и в дайковых телах пикритовых порфиритов. Магнетит в этих породах кристаллизуется из расплава одновременно с силикатными минералами, в которых он в достаточной степени равномерно рассеян. Первичная природа магнетита

в этих породах подтверждается морфологией рудных зерен, характером их распределения и взаимоотношением с другими минералами.

Относительно генезиса магнетита в пироксенитах Гулинского плутона мнение исследователей далеко не столь единодушно. Многие из них считают, что оруденение в пироксенитах несомненно магматическое, а сами пироксениты представляют собой остаточные порции ультраосновного силикатного расплава, обогащенного летучими и рудными компонентами, которые внедрились во вторую фазу становления плутона (Бутакова, Егоров, 1962; Егоров и др., 1961; Гоньшакова, Егоров, 1968; и др.). Бородин с группой сотрудников ИМГРЭ (Бородин и др., 1966; Золотарев, 1971) пришли к выводу о том, что интрузивными можно считать только тела мелкозернистых пироксенитов, в то время как другие проявления пироксенитов, в том числе оруденелых, по-видимому, связаны с их метасоматической переработкой.

По нашим наблюдениям (Васильев, Золотухин, 1975), пироксениты Гулинского плутона сформировались при метасоматической переработке ультрабазитов интрузии под воздействием флюидов, связанных с более поздними щелочными интрузиями. Это подтверждается морфологией пироксенитовых тел, их взаимоотношением с вмещающими дунитами, наблюдаемыми минеральными парагенезисами (Золотухин, Васильев, 1973), а также особенностями химизма минералов, в том числе рудных. Магматическая природа пироксенитов требует также доказательств, объясняющих причины обособления локальных очагов расплава существенно пироксенового состава в гипербазитовом теле, в строении которого принимают участие не только дуниты, но и перидотиты и (меймечиты). Эти и многие другие теоретические вопросы и наблюдаемые факты вполне объяснимы с позиций метасоматического преобразования гипербазитов под воздействием более поздних растворов, генерируемых щелочными интрузиями.

Именно с таких позиций объясняется происхождение пироксенитовых и флогопит-пироксенитовых тел в дунитах центральных интрузий Алдана (Корчагин, 1972; Богомолов, 1968) и других регионов (Штейнберг, 1972; Волченко, 1972; Ефимов, 1973; Тейлор, Нобл, 1973). В последнее время все более широко развиваются представления о метасоматическом происхождении пироксенитов, в том числе клинопироксенитов, в интрузиях альпинотипных гипербазитов (Пинус и др., 1973; Ваганов, Кузнецов, 1974; и многие др.).

В собственно оливинитовых интрузиях, таких как Бор-Урях, Кугда, Лесная Варака, Ковдор, титаномагнетит нередко образует мономинеральные скопления. Такие минералы как клинопироксен, флогопит, роговая обманка, перовскит, апатит и другие, характерные для магнетитовых рудопроявлений Гулинского массива, совместно с магнетитами оливинитов встречаются крайне редко и в небольших количествах. Поэтому вопрос об источнике рудообразующих растворов и их составе для данного типа оруденения стоит гораздо острее, чем для рудных пироксенитов Гулинского плутона.

В том и другом случае рудообразующие растворы должны привносить в разном количестве Fe, Ti, Al, Ca, щелочи и ряд элементов-примесей. Замещение дунитов Гулинского плутона начинается с образования клинопироксена, к которому затем присоединяются другие минералы (в том числе рудные), т. е. преобразование исходных пород в пироксениты происходит в процессе взаимодействия дунитов с растворами, содержащими прежде всего Ca, Al и щелочи. Железо, магний и кремний заимствуются при этом из оливина. Титаномагнетит и другие минералы образуются одновременно или несколько позже клинопироксена.

В оливинитах происходит непосредственное замещение оливина рудным минералом, причем реакционные минералы (пироксен, флогопит,

амфибол и др.) в составе руд или в ближайшем экзоконтакте рудных тел присутствуют, как правило, в незначительном количестве. Следовательно, почти весь магний и кремний выносились за пределы наблюдаемых рудных зон и, по-видимому, реализовались в виде серпентинитовых жил, располагающихся на удалении.

Мы считаем, что источником рудообразующих растворов здесь также были более молодые щелочные интрузии, контактирующие с оливинитами на современном эрозионном срезе или располагающиеся на более глубоких горизонтах. Перенос компонентов рудного вещества, вероятнее всего, происходил в форме сложных комплексных соединений. Не исключено, что большую роль при этом играли комплексы с углеродсодержащими лигандами.

Экспериментальные и теоретические исследования, проведенные А. Л. Павловым (1974), показали, что монооксись углерода, устойчивая при высоких температурах, образует разнообразные карбонилы металлов, легко переносимые щелочными растворами. Нарушение физико-химических условий равновесия в такой высокотемпературной флюидной системе (снижение P и T, рост Eh и кислотности) приводит к активному разрушению карбонильных комплексов и синтезу минеральных парагенезисов, обогащая рудную зону свободной углекислотой и углеводородами, которые могут легко выноситься из зоны рудообразования. Как известно, высокое содержание углекислых и углеводородных соединений в породах данного комплекса сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов подтверждается изучением газово-жидких включений в породообразующих минералах.

Таким образом, по нашим представлениям, подтвержденным обширным фактическим материалом, титаномагнетитовое оруденение в пироксенитах Гулинского плутона и оливинитах других интрузий маймеча-котуйского комплекса интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов, скорее всего, возникает в процессе высокотемпературного метасоматического замещения исходных силикатных пород. Это подтверждается характером распределения рудной минерализации во вмещающих породах, морфологией рудных тел, взаимоотношением рудных минералов с силикатными, наблюдаемыми минеральными парагенезисами, особенностями химического состава рудных минералов, наличием в них определенного комплекса элементов-примесей. Источником рудообразующих растворов были, по нашему мнению, более молодые щелочные интрузии, под воздействием которых ультрабазиты претерпели существенные метасоматические преобразования. Перенос рудных компонентов, скорее всего, осуществлялся в виде сложных комплексных соединений, среди которых существенная роль, по-видимому, принадлежала карбонилам. Последовательность отделения и эволюция рудообразующих растворов для Гулинского плутона и других интрузий была различной, что привело в первом случае к образованию рудных пироксенитов, а во втором — рудных оливинитов.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Щербакова М. Я., Истомин В. Е. Диагностика магнетита в оливинах методом электронного парамагнитного резонанса.— «Геол. и геофиз.», № 7, 1973, с. 99—102.

Альмухамедов А. И., Нестеренко Г. В. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). М., «Наука», 1973. 198 с.

Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 312—364.

Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1966, с. 32—49.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометальные камафориты. М., «Наука», 1973. 176 с.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—590.

Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Соотношение процессов пироксенизации и оливинизации в ультрабазитах Урала.— «Сов. геология», 1974, № 6, с. 65—75.

Васильев Ю. Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 7—25.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975. 230 с.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Ультраосновные пегматоиды некоторых оливинитовых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 237—263.

Волченко Ю. А. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса.— В кн.: Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972.

Гоньшакова В. И. Геохимические особенности магнетитов ультраосновных — щелочных и трапповых комплексов Сибирской платформы.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1972, с. 182—205.

Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрогеохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968. 99 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5. М., «Мир», 1966. 408 с.

Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии.— В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961, с. 3—115. (Тр. НИИГА, т. 122).

Ефимов А. А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 14—30. (Тр. 1-го Всесоюз. симпозиума).

Золотарев Б. П. Акцессорные минералы комплексных массивов ультраосновных и щелочных пород. М., «Наука», 1971. 164 с.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. К проблеме генезиса щелочных метасоматитов в интрузивных комплексах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— «Геол. и геофиз.», № 4, 1973, с. 32—41.

Корчагин А. М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые.— В кн.: Арбарастахский и Инаглинский щелочно-ультраосновные массивы. М., «Недра», 1974.

Кудрявцева Г. П., Колесников Л. В. Химический и фазовый состав ферришпинелидов Ковдорского массива.— «Вестник МГУ. Геология», 1973, № 5, с. 88—93.

Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1967. 868 с.

Павлов А. Л. Роль окислительных реакций и режима кислотности — щелочности магматогенных гидротермальных систем в формировании некоторых типов оруденения. Автореф. дис. Новосибирск, 1974.

Пинус Г. В. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Сердюченко Д. П., Жабин А. Г., Молева В. А. Ильмениты и титаномагнетиты из комплексов ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., «Наука», 1974, с. 94—103. (Тр. минералог. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 23).

Тейлор Х. П. (мл.), Нобл Дж. А. Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах Юго-Восточной Аляски.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М., «Недра», 1973, с. 151—172.

Штейнберг Д. С. Развитие идей А. Н. Заварицкого в области петрологии.— В кн.: Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972.

Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ, В. В. ЗОЛОТУХИН, В. Ф. КОНЕНКО

О ГЕНЕЗИСЕ ТИТАНОМАГНЕТИТ-ОЛИВИНОВЫХ НОДУЛЯРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ИНТРУЗИИ БОР-УРЯХ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Нодулярные (орбикулярные) образования с ритмично-зональным распределением минеральных фаз встречаются в породах различного генезиса — в осадочных, гидротермально-метасоматических, магматических и метаморфических. Размер таких образований колеблется от долей миллиметра до 2,5—3,0 м в поперечнике, форма их обычно эллипсовидная, шаровидная, иногда уплощенная, дисковидная.

Овальные стяжения фторапатита и фосфатов с ритмично-зональным строением были описаны в песчаниках Центральной Австралии (Sedeimentological, 1972). Более часто нодули с ритмично-зональным строением встречаются в гидротермальных образованиях и рудных метасоматитах, в которых фиксируются различные стадии их развития — от начальных этапов появления рудного минерала по обломкам пород в виде одиночных контурных каемок до тонкочередующихся ритмично-зональных структур метасоматического замещения (Логинов и др., 1971; Павлов, Поспелов, 1971; Поспелов Э. Г., 1971; Поспелов Г. Л., 1973). Подобные текстуры возникают также при моделировании рудообразующих процессов (Васильева, Бондаренко, 1971; Павлов, 1974).

Орбикулы (нодули) с концентрически-зональным строением встречаются и в разнообразных магматических породах. В гранитах, гранодиоритах, диоритах, габбро орбикулы нередко имеют зональное строение, обусловленное чередованием концентрических зон лейкократовых и темноцветных минералов (Саранчина, Шинкарев, 1973). Сводное описание таких образований в разнообразных породах кислого и среднего состава приведено в работе А. М. Кашкая (1963), а вопросы генезиса рассматриваются в монографии Г. Л. Поспелова (1973).

Интересующие нас нодулярные образования, состоящие из оливина и рудного минерала, встречаются во многих интрузиях ультрабазитов складчатых областей, несущих хромитовое оруденение (Урал, Саяны, Северо-Восток СССР и другие районы). Размеры этих образований, как правило, не превышают 1—2 см в поперечнике, обычно меньше. Нодули имеют простое строение — оливиновое ядро, окруженное каймой хромита, или, наоборот, хромитовое ядро, окруженное каймой оливиновых зерен. Происхождение таких нодулей обычно связывается с генезисом хромитовых руд, с которыми они ассоциируют. Поэтому часть исследователей считает их ликвационно-магматическими образования-

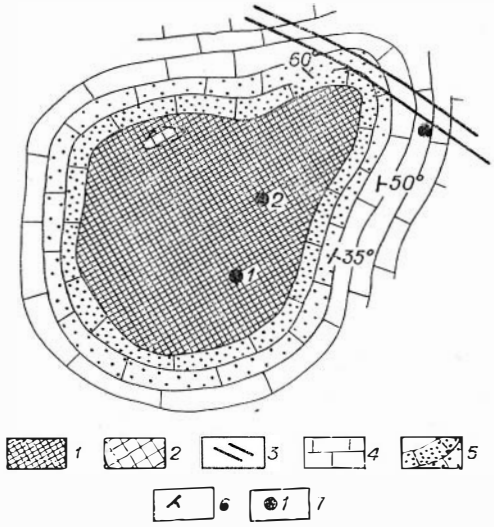


Рис. 1. Схематическая геологическая карта интрузии Бор-Урях.

1 — оливиниты; *2* — щелочные породы; *3* — дайки; *4* — вмещающие терригенно-карбонатные толщи синия и кембрия; *5* — ореол контактово-измененных пород; *6* — элементы залегания вмещающих пород; *7* — точки проявления оливин-хромитовых (1) и оливин-титаномагнетитовых (2) нодулярных образований.

ми (Павлов и др., 1968; Кравченко, 1972; Мазур, Зимин, 1964; и др.), в то время как другие склоняются к мысли о их метасоматическом происхождении (Москалева, 1966, 1974 и др.).

В интрузиях ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов нодулярные образования присутствуют в породах апатит-форстерит-магнетитового состава массива Вуориярви (Кольский п-ов) и в оливинитах интрузии Бор-Урях (север Сибирской платформы).

По данным А. А. Кухаренко и др. (1965), кальцит-апатит-форстерит-магнетитовые овоиды, имеющие до 8,0 мм в диаметре, нередко состоят из ядра, сложенного кальцитом, апатитом, магнетитом и зернами оливина, широкой внутренней магнетитовой зоны и внешней зоны, сложенной закономерно ориентированными мелкими зернами оливина. Овоиды погружены в кальцит-форстерит-апатит-магнетитовую мелкозернистую массу и имеют с ней четкие контакты.

В оливинитах интрузии Бор-Урях обнаружены оригинальные нодулярные образования как хромит-оливинового, так и титаномагнетит-оливинового состава.

Массив Бор-Урях представляет собой существенно оливинитовый шток, прорывающий синийско-кембрийские терригенно-карбонатные отложения (рис. 1). В плане массив имеет грушевидную форму и занимает площадь около 18,5 км^2. Вмещающие породы деформированы, «задраны» в контакте почти до вертикального положения и термально метаморфизованы с образованием отчетливого зонального ореола мраморизованных пород карбонатного состава и высокотемпературных роговиков. Среди оливинитов массива присутствуют одиночные жилы щелочных пород и карбонатитов, многочисленные пегматоидные тела существенно оливин-магнетитового (с флогопитом) состава, зоны существенной флогопитизации и титаномагнетитового оруденения.

Участок хромитовых оливинитов (дунитов) был обнаружен в восточной части массива (см. рис. 1) среди среднезернистых порфировидных пород анхимономинерального состава. Размеры и форма участка не установлены из-за плохой обнаженности (Лапин, Жабин, 1965).

Оливиниты этого участка представляют собой темно-серую порфировидную породу с характерной плитчатой отдельностью. Текстурный облик пород определяется присутствием в среднезернистой существенно оливинитовой массе, содержащей в интерстициях вкрапленность хромита, крупных (1,5—3,0 см в диаметре) хромитово-оливиновых нодулярных образований. Нодули состоят из правильной эллипсоидальной оболочки, сложенной полигональными и октаэдрическими зернами хромита, и ядра, сложенного оливином, нередко имеющим монокристальное строение. Часто хромитовая оболочка расслаивается, образуя дополнительные внутренние хромитовые оболочки. Толщина хромитового слоя (одинарного) не превышает 2—2,5 мм, обычно 0,5 мм и меньше (рис. 2, *а*). По оптике оливин внутренних частей нодулей

содержит 7—9% Fa, а в дунитах (с хромитом) и в оливинитах, вмещающих хромиты,— 12—13% Fa. Химический анализ хромита из нодулей приведен в таблице. Его удельный вес 4,36; $a = 8{,}36 \pm 0{,}02$ Å.

Нодули в породе распределяются неравномерно, образуя сгущения в виде полос («струй»), в которых количество нодулей достигает 40—50% объема породы. Хромита в таких полосах не более 15—20%. Серпентинитовые полосы, часто ориентированные параллельно «струям», пересекают как основную ткань породы, так и хромито-оливиновые нодули.

В этой же работе (Лапин, Жабин, 1965) рассматривается возможный механизм образования нодулярных текстур как продукта кристаллизации расплава в двухкомпонентной системе оливин — хромит. Частный разрез экспериментальной системы $MgO—Cr_2O_3—SiO_2—Mg_2SiO_4—MgCr_2O_4$ кристаллизуется по эвтектике, причем точка эвтектики оливин — хромит смещена в сторону фазы Mg_2SiO_4 — не более 5% пикрохромита (температура плавления эвтектики 1740°С). Появление оболочек чистого хромита, как считают авторы, может быть связано с переохлаждением системы, что в какой-то мере подтверждается экспериментальными данными по эвтектической кристаллизации силикатных систем.

Результаты химических анализов минералов из участков развития нодулярных образований титаномагнетита и хромита

Окисел	1	2	3	4
SiO_2	40,72	0,17	0,42	2,31
TiO_2	0,30	11,12	11,24	3,33
Al_2O_3	0,46	2,04	1,53	8,17
Fe_2O_3	0,64	48,30	48,93	17,04
Cr_2O_3	0,15	0,22	0,66	35,80
FeO	10,56	26,26	26,48	17,24
MnO	0,29	0,28	0,29	0,17
NiO	0,03	—	—	—
MgO	47,06	10,55	9,70	13,74
CaO	н. о.	0,24	0,24	1,63
Na_2O	0,02	0,09	0,12	—
K_2O	0,10	0,08	0,08	—
Li_2O	—	0,03	0,03	—
P_2O_5	0,10	0,18	сл.	—
V_2O_5	—	0,11	0,10	—
CoO	—	0,04	0,04	—
H_2O^-	0,16	—	—	0,72
Сумма	100,59	99,69	99,86	100,15

Примечание. 1 — оливин из нодулей с титаномагнетитом; 2 — титаномагнетит из нодулей; 3 — титаномагнетит из рудной жилы; 4 — хромит из нодулей (Лапин, Жабин, 1965).

В других участках интрузии хромитовое оруденение не обнаружено. Зато почти повсеместно в оливинитах присутствует титаномагнетит, количество и формы проявления которого широко варьируют от интерстиционной вкрапленности до сплошных руд и от неправильных выделений до крупных хорошо ограненных монокристаллов.

В северо-восточной части массива, примерно в 200 м выше устья правого притока р. Бор-Урях, на правом склоне ручья в горной выработке и крупноглыбовых развалах обнажены оригинальные проявления нодулярных оливино-титаномагнетитовых руд. Площадь выхода руд небольшая, по-видимому, не более чем 20×10 м, возможно меньше, так как участок частично задернован.

Участок сложен среднезернистыми до крупнозернистых разностей порфировидными оливинитами с интерстиционной вкрапленностью титаномагнетита и оригинальными нодулярными образованиями оливин-титаномагнетитового состава. Количество этих образований в породе, их размеры и морфология, судя по обнажениям и крупноглыбовым развалам, существенно меняются от периферии к центральным частям участка.

В центральной части участка нодули слагают до 60—80% объема породы. Они представлены эллипсовидными, шаровидными и сглаженно-угловатыми нодулями с отчетливым ритмично-зональным строени-

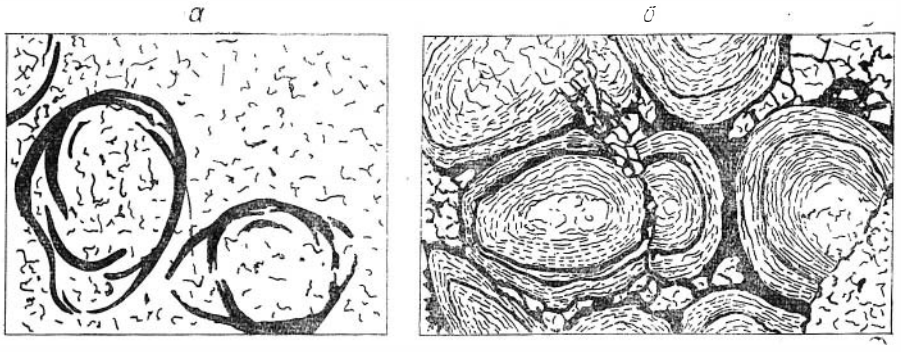


Рис. 2. Нодулярные оливин-хромитовые (*а*) и оливин-титаномагнетитовые (*б*) образования интрузии Бор-Урях.

а — увел. 9* (Лапин, Жабин, 1965); *б* — натуральная величина; черное — рудный минерал, белое — оливин.

ем. Размер нодулей достигает 4—6 см по длинной оси, иногда уменьшаясь до 1—2 см. Соотношение размеров осей может изменяться от 1:2 до 1:5. Для большинства нодулей (рис. 2, *б*, 3) характерно однообразное внутреннее строение. Они состоят из ядра, сложенного крупнозернистым оливином, и внешней широкой каймы с ритмичным чередованием зон мелкозернистого (гранулированного) оливина и рудного минерала. Ядро составляет до 1/4 поперечника нодулей, а мощность микрозон колеблется от долей до 1,5—2,0 мм. Причем наиболее мощными и четкими являются зоны сплошного титаномагнетита. Нодули цементируются крупнозернистыми рудными оливинитами и рассечены неправильными прожилками того же состава. В свою очередь, нодули и цемент пересечены более поздними жилками слюдитов мощностью от нескольких миллиметров до 3—5 см. В больших штуфах пород заметна предпочтительная ориентировка длинных осей эллипсовидных нодулей в одном направлении.

Даже макроскопически видно, что в отдельных нодулях может быть до нескольких десятков ритмично чередующихся зон. В шлифах и аншлифах устанавливается, что переход между микрозонами обусловлен изменением содержания рудного минерала в той или иной зоне.

Оливин во всех зонах представлен агрегатами мелких (до 0,4 мм и меньше) угловатых и полигональных зерен с гранобластовой структурой. Минерал свежий, рассечен немногочисленными микропрожилками серпентина и содержит неравномерно распределенные округлые микровключения рудного минерала. Судя по оптике ($Ng=1{,}700$, $Np=1{,}662$) и результатам химического анализа (см. таблицу, ан. 1), в составе оливина 10—12% Fa. Оливины из ядра нодулей, цемента и прожилков, судя по оптическим данным ($Ng=1{,}698$—$1{,}702$, $Np=1{,}660$—$1{,}664$), близки по составу и содержат 10—14% Fa.

Рудный минерал представлен титаномагнетитом в виде округлых включений в зернах оливина, неправильных интерстиционных выделений и сплошных масс. Минерал не содержит каких-либо включений других рудных фаз и структур распада. Переход рудных зон к другим микрозонам осуществляется или постепенно с увеличением количества рудного минерала, или резко, как показано на фотографии* (*б*), где существенно рудные микрозоны имеют как резкую, так и постепенную границу перехода к другим микрозонам. Крупнокристаллическое оливиновое ядро нодулей с мелкозернистой ритмично-зональной каймой

* Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

имеет постепенные переходы. В шлифах наблюдается грануляция крупных зерен оливина, их постепенное разрушение на полигональные близкоодновременно гаснущие блоки и превращение в гранобластовый агрегат с мозаичным погасанием. Химический состав титаномагнетита из нодулей аналогичен составу руды из сплошной мономинеральной жилы (см. таблицу, ан. 2, 3).

Кроме образцов с хорошо выраженной нодулярной текстурой, ближе к периферии участка нами были отобраны образцы, в которых нодули не имеют столь четко выраженных морфологических особенностей. В таких образцах (см. фото, *в*) количество нодулей составляет 30—50% объема породы. Они имеют нечетко выраженное внутреннее ритмично-зональное строение и не всегда четкие границы с вмещающими их оливинитами. Ядро таких нодулей, как и цемент, сложено средне- и крупнозернистым оливином и мелкой вкрапленностью рудного минерала. Ядро нередко составляет половину или даже больше половины поперечника таких нодулей. Граница нодулей с цементом иногда подчеркивается каймой сплошного титаномагнетита, но нередко, наоборот, бывает размытой и контур нодуля только угадывается по кольцевому расположению мелкозернистого агрегата рудного минерала.

Особенно хорошо такая кольцевая (диффузионная) структура нодулярных руд выражена в образцах, взятых, как мы считаем, с периферии участка. В таких образцах на общем среднезернистом фоне оливинитов довольно четко выделяются эллипсовидные кольца рудного минерала, имеющие до 3—4 см в диаметре (по длинной оси) при толщине самого кольца до 0,5—1,0 см. Внутренняя и внешняя зоны таких колец сложены среднезернистым оливинитом, а сами кольца представляют собой скопление мелких зерен гранулированного оливина и рудного минерала, последний явно преобладает. Какой-либо ритмичной зональности в распределении оливина и титаномагнетита внутри колец не наблюдается (см. фото, *г*).

Таким образом, в участке развития оливин-титаномагнетитовых нодулей нами выявлены все взаимопереходы — от теневых кольцевых структур концентрации рудного минерала до морфологически четко выраженных нодулей с ритмично-зональным внутренним строением. Подобное ритмичное расположение оливина и рудного минерала наблюдалось и в других участках интрузии Бор-Урях. Менее четко выраженное ритмичное чередование рудных и безрудных зон отмечается иногда в обломках (ксенолитах) оливинитов в пегматоидных жилах, а также в экзоконтактах некоторых рудных тел, где зоны, обогащенные рудным минералом, чередуются с зонами мелкогранулированного и крупнозернистого порфировидного оливинита.

Оливин-титаномагнетитовые нодули с концентрически-зональным строением были использованы А. К. Салько (1966) для определения температуры формирования оливинитов массива Бор-Урях. На основании расчета ряда уравнений теории подобия и физической химии сделан вывод, что нодулярные руды Бор-Уряха представляют собой эвтектоидные образования, кристаллизовавшиеся из жидкости, содержащей не менее 40% титаномагнетита и 60% оливина, при температуре около 1450°С. При этом автор не объясняет причину и механизм возникновения концентрически-зональных структур нодулярных образований.

Таким образом, получается, что в одном и том же массиве одновременно происходила эвтектоидная кристаллизация оливина с хромитом (при $T \sim 1740°C$) и оливина с титаномагнетитом (при $T \sim 1400°C$). Если учесть, что хромит отсутствует среди оливинитов даже как акцессорный минерал и нет каких-либо данных о самостоятельной дунитовой интрузии с акцессорным хромитом, то невольно напрашивается вывод

о локальном наложенном характере хромитового оруденения в этой интрузии.

Следует считаться и с таким фактом, что точка эвтектики в бинарных системах форстерит — рудный минерал соответствует примерно 1—5% рудной фазы (Штейнберг, 1972), в то время как нодули содержат до 20% хромита и до 30—50% титаномагнетита, т. е исходный расплав должен был содержать избыток рудной фазы по отношению к эвтектике и поэтому кристаллизоваться должен был в первую очередь рудный минерал. На самом же деле и в хромитовых, и в титаномагнетитовых нодулях центральные зоны (ядра) всегда сложены оливином, что сторонниками магматической природы этих образований не объясняется.

Анализируя изложенные факты, мы пришли к иной трактовке генезиса нодулярных образований интрузии Бор-Урях.

Морфологическое сходство этих проявлений в одном и том же массиве не позволяет сомневаться в одинаковом механизме их образования. Предположения о их магматической (эвтектоидной) природе (Лапин, Жабин, 1965; Салько, 1966) нам кажутся неубедительными в силу таких фактов, как противоречивая оценка температуры кристаллизации нодулей (1700—1400°С), локальное развитие как хромитовых, так и титаномагнетитовых нодулей при общем титаномагнетитовом оруденении массива, наличие разнообразных форм проявления нодулей — от нечетко выраженных диффузионных колец до морфологически обособленных нодулей с ритмично-зональным строением. Аналогичные нодулярные структуры описаны для типичных метасоматических магнетитовых руд Ангаро-Илимских месторождений и получены экспериментально (Павлов, 1974).

Достаточно убедительным объяснением наблюдаемых особенностей нодулярных руд является выдвигаемое нами предположение о их высокотемпературной метасоматической природе. Как следует из экспериментальных данных, элементы группы железа образуют в высокотемпературных условиях устойчивые фторидные и карбонильные комплексы. Ассоциация рудных минералов с такими фторсодержащими явно наложенными на оливин минералами как флогопит, фторапатит, клиногумит говорит о том, что фтор активно участвовал в рудном процессе и, вероятно, служил одним из основных переносчиков в газообразных растворах таких рудных компонентов как хром, титан, железо. Последовательная интенсификация разложения фторидных и других комплексов в перечисленном ряду элементов (хром осаждается в первую очередь), по-видимому, и объясняет локальное развитие хромита в оливинитах интрузии и последующую смену хромита титаномагнетитом и далее магнетитом. Аналогичная последовательность в осаждении рудных минералов наблюдается и в так называемых «первично-магматических» месторождениях (Золотухин, 1974).

Локальное развитие нодулярных руд на фоне обычных вкрапленных и прожилковидных, вероятнее всего, объясняется особенностями развития паутиновидной ячеистой трещиноватости, представляющей своеобразную форму зон проницаемости рудоносных растворов. Под воздействием этих растворов происходит сглаживание угловатых выступов трещиноватых и брекчированных пород, их полная или частичная перекристаллизация, пульсационно-ритмичное отложение рудного вещества. Все этапы именно такого процесса рудоотложения с образованием аналогичных нодулярных ритмично-зональных текстур подтверждаются наблюдениями над природными объектами и экспериментальными исследованиями (Поспелов, 1973; Павлов, 1974).

Почти не остается сомнений в том, что не только нодулярные (как частный случай), но и все остальные типы вкрапленных и сплошных

титаномагнетитовых руд Бор-Уряха (см. статью Ю. Р. Васильева в этом же сборнике) являются высокотемпературными метасоматитами и в этом отношении описанное нодулярное титаномагнетитовое и хромитовое оруденение представляет общий интерес для познания генезиса руд такого типа, обычно относимых к первично-магматическим.

ЛИТЕРАТУРА

Васильева А. И., Бондаренко А. В. Ритмические отложения типа колец Лизеганга как фиксированные диффузионные волны.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 177—184.

Золотухин В. В. Фторидные комплексные соединения как вероятные переносчики металлов и некоторые проблемы возникновения рудных формаций.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 12, с. 13—22.

Кашкай М. А. О сферических образованиях в породах, минералах и рудах.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—21.

Кравченко Г. Г. Типы ориентировок такситовых текстур хромитовых месторождений геосинклинальных зон.— «Геол. рудн. месторожд.», 1972, № 6, с. 78—87

Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.

Лапин А. В., Жабин А. Г. Нодулярные текстуры хромита в дунитах как результат неравномерной эвтектической кристаллизации.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 5, с. 1240—1244.

Логинов В. П. и др. Текстуры типа «колец Лизеганга» в зоне вкрапленной пиритовой минерализации Учалинского месторождения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1971, № 1, с. 54—61.

Мазур З. Р., Зимин И. А. О новой текстурной разновидности хромита.— «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 1, с. 102—106.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в формировании хромита и хромитсодержащих пород.— В кн.: Метасоматическое изменение боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 64—82.

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. М., «Недра», 1974. 278 с.

Павлов А. Л. Роль окислительных реакций и режима кислотности — щелочности магматогенных гидротермальных систем в формировании некоторых типов оруденения. Автореф. дис. Новосибирск, 1974. 48 с.

Павлов А. Л., Поспелов Г. Л. Сидеритовые «конглобрекчии» Березовского месторождения. Возможный механизм и физико-химические условия образования.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 101—135.

Павлов Н. В. и др. Хромиты Кимперсайского плутона. М., «Наука», 1968. 179 с.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973. 355 с.

Поспелов Э. Г. О морфологических особенностях ленточных и блочных метасоматитов района Халзунского рудного поля.— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 230—241.

Салько А. К. Определение температуры образования оливинитов массива Бор-Урях с использованием теории подобия.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 125—129.

Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., «Недра», 1973. 392 с.

Штейнберг Д. С. Развитие идей А. Н. Заварицкого в области петрологии.— В кн.: Проблемы геологии, петрологии и рудогенеза. Свердловск, 1972, с. 38—46.

Sedeimentological Studies on the Stairway Sandstone of Central Australia.— Bul. 95, Aust., 1972, 245 p.

Н. С. ВАРТАНОВА

ПИРОКСЕНЫ ИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Мезозойские щелочные гранитоиды Забайкалья образуют крупнейшую провинцию щелочных пород. Приурочены они к относительно узкой полосе северо-восточного простирания, вытянутой на сотни километров, в пределах Юго-Западного и Центрального Забайкалья и южной части Витимского плоскогорья. В тектоническом отношении данная территория является областью мезозойской складчатости, активизированной в верхнем палеозое — раннем мезозое. Мезозойские щелочные гранитоиды сформировались в триасе, массивы их невелики по размеру, приурочены к глубинным разломам и часто ассоциируют с эффузивами.

Главными петрографическими разновидностями щелочных пород являются щелочные граниты, щелочные граносиениты и щелочные сиениты. Для них характерен агпаитовый порядок кристаллизации, практически полное отсутствие плагиоклазов более основных, чем альбит, наличие микропертитов, богатых альбитовой составляющей, и постоянное присутствие в щелочных сиенитах хотя бы единичных зерен кварца. Из темноцветных минералов отмечены щелочные амфиболы, моноклинные пироксены и биотит.

Пироксены встречаются часто, но по отношению к амфиболам играют подчиненную роль. По окраске пироксены светлые, почти бесцветные, с фиолетовым и зеленым оттенком, и темно-зеленые и зеленые с ясным бурым оттенком. Светлоокрашенные пироксены имеют ограниченное распространение — это мелкие короткостолбчатые кристаллы внутри зерен калинатровых полевых шпатов, а также более крупные зерна, окруженные каймой зеленовато-бурого амфибола. В краевых частях зерен иногда наблюдается эгирин. Таким образом, светлоокрашенные пироксены по времени образования наиболее ранние. Более распространены среди щелочных гранитоидов изученного нами комплекса зеленые пироксены ряда эгирин-геденбергита. Чаще всего они ассоциируют с голубыми амфиболами группы арфведсонита или рибекита и акцессорными минералами и сравнительно редко являются единственным темноцветным минералом в породе. Приурочен эгирин к интерстициям зерен калинатровых полевых шпатов, а в случае порфировидной структуры — к основной массе, т. е. образовался в поздние стадии формирования породы. В отдельных случаях крупные кристаллы эгирина несут явные следы постмагматического происхождения, развиваясь в альбитизированных зонах. Чаще всего эгирины встречаются в кварцсодержащих породах и породах, богатых кварцем. Физические свойства пироксенов даны в табл. 1.

Таблица 1

Физические свойства пироксенов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Массив, порода	№ обр.	*Ng*	*Np*	*cNp*	2*V*	Уд. вес.	Окраска в шлифе и плеохроизм
Мало-Куналейский, щелочной сиенит	582-66	1,726	1,690	40	+62		Светло-зеленый, почти бесцветный
То же	251-66	1,720	1,687	52	+68		То же
Ара-Билютайский, щелочной сиенит	192-69			14	—80	3,530	*Np* — темно-зеленый
То же	194-69	1,792	1,750	8	—80	3,534	
Куналейский, щелочной сиенит . .	Д-1197	1,792	1,755	8	—80		*Ng* — зеленовато-бурый
Нижне-Тарбагатайский, щелочной гранит . . .	17-66	1,800	1,754	0	—83	3,492	Травяно-зеленый, с бурым оттенком
То же	47-66	1,807	1,760	8		3,722	
	4-66	1,808	1,760	0			

Для характеристики химического состава пироксенов изученных нами массивов мы располагаем шестью химическими анализами и двумя анализами, заимствованными из литературы. Химический состав пироксенов и пересчет анализов на кристаллохимические формулы по обычному способу на основе шести кислородов (Булах, 1964) даны в табл. 2 и 3.

Согласно классификации Н. Л. Добрецова (1971), все приведенные нами пироксены из щелочных пород куналейского комплекса относятся к натровому типу (Na>100). Результаты пересчета химических анализов на миналы способом, предложенным Н. Л. Добрецовым (1971), приведены в табл. 4. Видно, что пироксены щелочных гранитоидов

Таблица 2

Химический состав пироксенов из гранитоидов куналейского комплекса

Окисел	582-66	4-66	17-66	47-66	192-69	194-69	139	б/№
SiO_2	45,50	51,60	51,75	51,70	51,05	50,60	49,96	51,15
TiO_2	5,30	1,03	0,83	0,60	0,62	0,38	2,09	1,00
Al_2O_3	0,63	0,19	0,42	0,66	0,45	1,21	0,11	2,72
Fe_2O_3	0,40	29,98	25,49	29,87	17,20	25,63	28,72	26,22
FeO	15,04	1,48	2,88	1,29	7,80	3,86	2,95	1,62
MnO	1,17	0,59	1,05	1,03	1,62	0,78	1,46	0,42
MgO	6,48	0,36	1,84	н. о.	2,31	0,59	0,87	0,69
CaO	15,36	1,89	4,15	2,36	10,87	5,97	1,29	4,08
Na_2O	2,18	11,37	10,17	11,20	6,80	10,13	11,45	10,50
K_2O	0,35	0,20	0,18	0,16	0,12	0,10	0,25	0,30
Li_2O	0,05	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09		
P_2O_5								0,13
Cr_2O_3	0,02	0,004	0,02	0,01	н.о.	0,01		
V_2O_5	0,04	0,10	0,11	0,08	0,11	0,04		
H_2O^-	0,20	0,10	0,20	0,05	0,25	0,12	0,52	н.о.
H_2O^+							0,23	
П. п. п.	1,6	0,95	0,87	1,10	1.0	0,50		0,83
Сумма	100,32	99,91	100,09	100,30	100,28	100,01	99,90	99,66

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Э. С. Гулецкая. 582-66 — эгирин-салит из щелочного сиенита Мало-Куналейского массива; 4-66, 17-66, 47-66 — эгирины из щелочных гранитов, Нижне-Тарбагатайский массив; 192-69 — эгирин-салит из щелочного сиенита, Ара-Билютайский массив; 194-69 — эгирин из пегматита, там же; 139 — пироксен из щелочного гранита (Фельдман, 1939); б/№ — пироксен из щелочного сиенита (Панина, 1972).

Таблица 3

Состав моноклинных пироксенов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Компонент, параметр	582-66	4-66	17-66	47-66	192-69	194-69
Si	1828	2000	2000	2000	2000	1970
Al^{IV}	29	—	—	—	—	30
Al^{VI}		10	20	31	22	26
Ti^{IV}	143	—	—	—	—	—
Ti^{VI}	16	31	23	19	19	12
Fe^{3+}	192	876	748	869	506	748
V	5	5	23	2	4	—
Fe^{2+}	504	49	94	42	256	128
Mn	39	19	35	33	54	23
Mg	390	24	61	—	134	35
Li	10	10	14	14	14	12
Ca	660	79	173	100	455	250
Na	170	858	768	842	518	768
K	19	10	9	9	4	4
f	65,9	97,6	94,0	100	87,9	96,3
f'	58,2	74,0	68,0	100	69,8	82,2
Fe^2/Mg	1,292	2,04	1,541	—	1,911	3,657
$K_{ок}$	0,276	0,947	0,888	0,954	0,664	0,854

$$f=\frac{Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn}{Mg+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn};\ f'=\frac{Fe^{2+}+Mn}{Mg+Fe^{2+}+Mn};\ K_{ок}=\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Fe^{2+}}$$

куналейского комплекса принадлежит к диопсид-геденбергит - эгириновому ряду и бедны чермакитовым и жадеитовым компонентами. Натрия в них обычно не хватает, чтобы связать все трехвалентные катионы, вследствие чего был рассчитан так называемый «авгит» = $R^{2+}_{1,0}R^{3+}_{0,66}Si_2O_6$.

Кальция также немного, благодаря чему диопсидового компонента содержится значительно меньше, чем геденбергитового, а часть двухвалентных катионов идет на построение «авгитового» минала. В отдельных анализах (582-66), где не хватило кальция, оставшиеся R^{2+} катионы были связаны в клиноэнстатит. Результаты пересчетов на миналы нанесены на диаграмму CaR^{2+}—$NaAl$—$NaFe^{3+}$ (рис. 1). Все анализы попали в поле эгирин-геденбергита и эгирина и образовали единый ряд пироксенов, близких к натрийсодержащим диопсид-геденбергитам до почти чистых эгиринов.

Для выявления роли магния в изученных нами пироксенах были вычислены коэффициенты

$$\overline{F}=\frac{\sum Fe}{\sum Fe+Mg+Ca}\cdot 100,\quad \overline{Mg}=\frac{Mg}{\sum Fe+Mg+Ca},\quad \overline{Ca}=\frac{Ca}{\sum Fe+Mg+Ca}\cdot 100,$$

где $\Sigma Fe = Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn+Ti$, которые и были нанесены на диаграмму $\overline{Mg}$—$\overline{Fe}$—$\overline{Ca}$ (рис. 2). На рис. 2 видно, что пироксены бедны магнием и лишь в одном анализе содержание магниевого компонента превышает 20%.

Таблица 4

Пересчет на миналы химических анализов пироксенов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Миналы	582-66	192-69	194-69	17-66	47-66	4-66
Чермакит	1,3	—	1,7	—	—	—
Жадеит	1,6	2,2	3,6	2,1	3,1	1,0
Эгирин	17,1	49,8	69,3	77,9	80,9	88,4
«Авгит»	2,2	2,7	1,7	2,2	6,2	2,4
Диопсид-геденбергит:						
диопсид	27,3	13,6	4,5	5,7		2,2
геденбергит	37,1	31,7	19,2	12,1	9,8	6,0
Клиноэнстатит	12,4	—	—	—	—	—
Сумма	100	100,0	100,0	100,0	100	100

Примечание. Описание образцов см. в табл. 2.

В пределах отдельно взятых массивов — Ара-Билютайского, Нижне-Тарбагатайского и Мало-Куналейского — состав пироксенов закономерно меняется: от более ранних фаз к поздним увеличивается количество трехвалентного железа и соответственно уменьшается количество двухвалентного железа, марганца, магния и кальция. Изменяется состав пироксенов в зависимости и от степени постмагматической переработки пород — в альбитизированных породах состав пироксенов близок к чистому эгирину. Зависимость между содержанием SiO_2 в породе, железистостью пироксена и относительным количеством натрия в пироксене $\left(Na^{\times} = \frac{Na}{Mg + Fe + Mn}\right)$ дана на рис. 3. Видно, что эта связь прямая и достаточно сильная, близкая к прямолинейной.

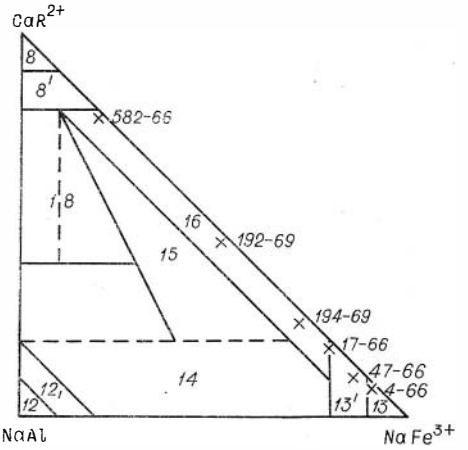


Рис. 1. Классификация натровых пироксенов, бедных R^{3+}, на плоскости треугольника жадеит — эгирин — диопсид — геденбергит, по Н. Л. Добрецову (1971).
8 — диопсид; *8'* — натрийсодержащий диопсид-геденбергит; *12, 13* — жадеиты и эгирины с повышенным содержанием примесей; *14* — эгирин-жадеит; *15* — хлор-меланит; *16* — эгирин-геденбергит (салит); *18* — омфацит. Описание образцов см. в табл. 2.

Сравнивая состав пироксенов щелочных гранитоидов куналейского комплекса и пироксенов из близких по петрографическому составу пород, следует остановиться на анализе пироксена №582-66 из щелочных кварцсодержащих сиенитов Мало-Куналейского массива. Согласно классификации Н. Л. Добрецова (1971), данный пироксен принадлежит к натровому типу, поскольку содержание Na > 100 (из расчета катионов на 6000 кислородов). Характерной его особенностью является пониженное содержание Al_2O_3 (0,63 вес. %), высокое — титана (5,3%) и марганца (1,17%), резкое преобладание FeO над Fe_2O_3 (15,04 и 6,4 вес. % соответственно) и CaO над MgO (15,36 и 6,4 вес. %). Данный анализ существенно отличается от анализов пироксенов из щелочных гранитоидов. При сопоставлении его с анализами пироксенов, приведенными в сводке Н. Л. Добрецова и др. (1971), в которой фактически собраны все анализы пироксенов, опубликованные до 1966 г., обращает на себя внимание то, что сходных анализов очень мало. Некоторые черты сходства — относительная бедность алюминием (1,55 вес. %), преобладание двухвалентного железа над трехвалентным, кальция над магнием, повышенное содержание марганца — имеются в анализе моноклинного пироксена из ларвикита Кизирского плутона в Восточном Саяне (Лебедев, Богатиков, 1963), однако от пироксена из Мало-Куналейского массива он отличается значительно более низким содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O = 0{,}93$ вес. %) и титана (TiO_2 1,49 вес. %). По особенностям химизма наш пироксен ближе всего к титан-геденбергиту из габбро Пижон-Пойнт, Миннесота, описанному Ниггли (Добрецов и др.,

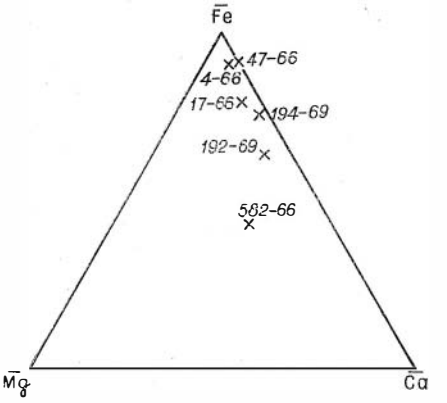


Рис. 2. Соотношение Ca, Mg и Fe в пироксенах щелочных гранитоидов (описание образцов см. в табл. 2).

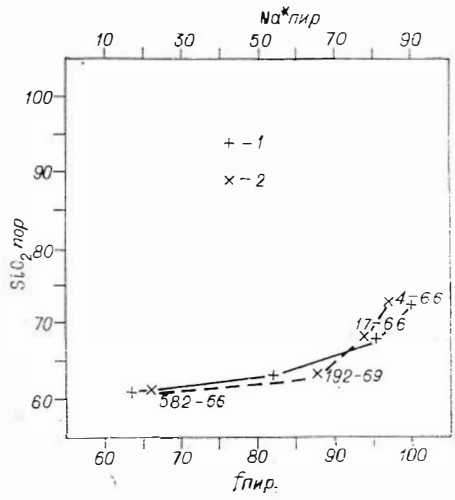


Рис. 3. Зависимость между содержанием SiO_2 в породе, относительным количеством натрия в пироксене $Na^{\times} = \frac{Na}{Mg + Fe + Mn}$ (*1*) и железистостью пироксена (*2*). Описание образцов см. в табл. 2.

1971, с. 383, анализ 360) и отличается от него только несколько иным соотношением кальция и магния.

Интересно отметить, что и ларвикит, пироксен которого имеет сходные черты химизма с пироксеном из щелочных сиенитов Мало-Куналейского массива, по А. Н. Заварицкому (1955), уклоняется от наиболее распространенных щелочных сиенитов в сторону щелочных габброидных пород. В парагенезисе с проанализированным пироксеном в щелочных сиенитах Мало-Куналейского массива находится амфибол с такими же особенностями химизма (бедность алюминием, резкое преобладание двухвалентного железа над трехвалентным), близкий к амфиболам ряда катофорита, также тяготеющим к основным породам. На диаграмме распределения составов клинопироксенов из различных по щелочности пород Центрального Туркестано-Алая (Перчук, 1962) точка состава пироксена № 582-66 попала в поле пироксенов из монцонитов и щелочных габброидов (рис. 4).

Пироксены из других массивов: Ара-Билютайского (обр. 192-69 и 194-69); Нижне-Тарбагатайского (обр. 17-66, 47-66 и 4-66), Тайдутского и массивов Боргоя и Боци — близки по составу и величине коэффициента окисленности к пироксенам из щелочных и нефелиновых сиенитов и отличаются от них в основном пониженным количеством алюминия. Составы их на диаграмме Л. Л. Перчука (1962) (см. рис. 4) ложатся близко к области выклинивания поля пироксенов из монцонитов и щелочных габброидов (обр. 192-66 — пироксен из щелочного сиенита главной интрузивной фазы Ара-Билютайского массива), в поле пироксенов щелочных и нефелиновых сиенитов (обр. 194-69 — пироксен из пегматита Ара-Билютайского массива и обр. 17-66 — пироксен из щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива) и в поле пироксенов и альбититов (обр. 4-66 и 47-66 — альбитизированные щелочные граниты Нижне-Тарбагатайского массива). Таким образом, в изученных нами массивах состав пироксенов обогащается эгириновым компонентом от ранних фаз становления массива к поздним (Ара-Билютайский массив) и от менее измененных пород к измененным альбитизированным (Нижне-Тарбагатайский массив). При посто-

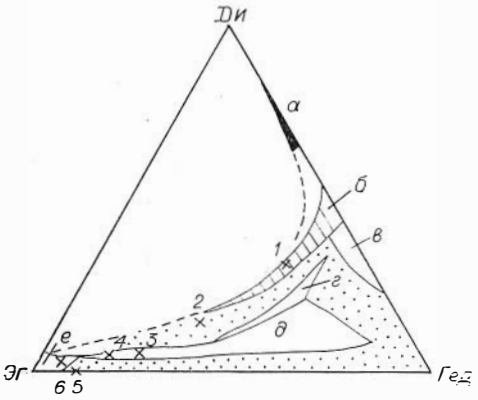


Рис. 4. Распределение составов клинопироксенов из различных по щелочности пород Центрального Туркестано-Алая на диаграмме ЭГ — Гед — Ди (по Л. Л. Перчуку, 1962).

а — пироксены из скарнов, *б* — пироксены из монцонитов и щелочных габброидов, *в* — пироксены из гибридных щелочных пород, *г* — пироксены из кварцевых сиенитов, *д* — пироксены из щелочных и нефелиновых сиенитов, *е* — пироксены альбититов. 1 — обр. 582-66, 2 — обр. 162-69, 3 — обр. 194-69, 4 — обр. 17-66, 5 и 6 — обр. 47-66 и 4-66.

янстве PT-условии подобное изменение состава пироксенов может быть вызвано повышением активности натрия. Возрастанием щелочности среды во время кристаллизации пироксенов можно объяснить и наличие зональных пироксенов в сиенитах Мало-Куналейского массива, в которых центр сложен бесцветными, относительно бедными натрием пироксенами диопсид-геденбергитового ряда, а края — щелочными амфиболами и эгирином.

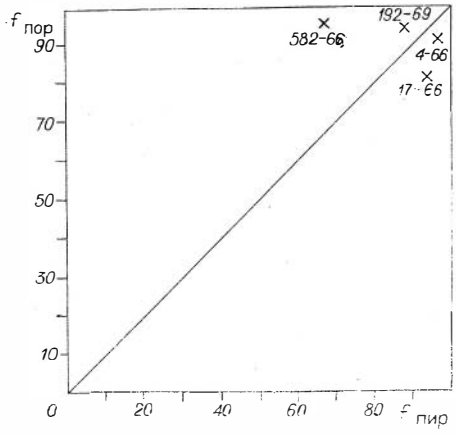


Рис. 5. Соотношение железистости пироксенов и вмещающих пород. Описание образцов см. в табл. 2.

Помимо щелочности, состав пироксенов зависит от величины окислительного потенциала, оценить который можно, сопоставив железистость пироксенов и вмещающих их пород и характер рудных минералов в породе. Для изученных нами массивов подобное соотношение дано на рис. 5. Железистость пироксенов Мало-Куналейского и Ара-Билютайского массивов ниже железистости породы, Нижне-Тарбагатайского массива — выше. Пониженную железистость пироксенов относительно породы Н. Л. Добрецов объясняет повышенным окислительным потенциалом, благодаря которому железо из пироксенов переходит в окислы. К такому же результату приведет и повышение потенциала серы, при котором железо будет концентрироваться в сульфидах. Для сиенитов Мало-Куналейского массива подобное объяснение неприменимо. Характерной особенностью темноцветных минералов в них, как пироксена, так и амфибола, является резкое преобладание окисного железа над закисным, а среди рудных минералов широко распространен ильменит и отсутствуют сульфиды. Следовательно, порода формировалась при низком окислительном потенциале, пониженная же железистость пироксена относительно железистости породы вызвана относительно высоким содержанием в ней ильменита. В Ара-Билютайском массиве среди рудных минералов преобладает магнетит, и пониженную железистость пироксена относительно породы можно объяснить высоким потенциалом кислорода среды.

В породах Нижне-Тарбагатайского массива среди рудных минералов отмечается ильменит, и можно было бы ожидать таких же соотношений между железистостью пироксена и породы, как и в Мало-Куналейском массиве, но здесь благодаря высокому потенциалу натрия образуются пироксены, богатые эгириновым компонентом, и железистость пироксена примерно равна железистости породы.

Выводы

1. Пироксены щелочных гранитоидов куналейского комплекса принадлежат к диопсид-геденбергит-эгириновому ряду и характеризуются бедностью чермакитовым и жадеитовым компонентами, недостатком натрия, чтобы связать все трехвалентные катионы, и постоянным преобладанием двухвалентного железа над магнием, благодаря чему в диопсид-геденбергитовой составляющей геденбергита всегда больше, чем диопсида.

2. В некоторых массивах (Мало-Куналейском) пироксены, выделившиеся в первую фазу становления массива, в ранние стадии формирования породы, несут черты интрателлурического происхождения и соответствуют по составу пироксенам щелочных габброидов.

3. В отдельно взятых массивах состав пироксенов от ранних фаз к поздним обогащается эгириновым компонентом. Связь между содержанием SiO_2 во вмещающей пироксены породе, железистостью пироксенов и относительным количеством в них натрия близка к прямолинейной. В альбитизированных и эгиринизированных породах состав пироксенов близок к чистому эгирину.

4. Сопоставление железистости пироксенов с железистостью вмещающих пород и составом минералов, находящихся в парагенезисе с пироксенами, позволяет говорить о том, что при формировании щелочных гранитоидов куналейского комплекса в отдельных массивах существовали свойственные им окислительные условия. Мало-Куналейский массив сформировался при более низком окислительном потенциале, чем Ара-Билютайский и Нижне-Тарбагатайский. Поскольку величина окислительного потенциала определяется в основном глубинностью, следовательно, становление Мало-Куналейского массива происходило на большей глубине, чем Ара-Билютайского и Нижне-Тарбагатайского.

ЛИТЕРАТУРА

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1964, с. 132.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Группа пироксенов.— В кн.: Породообразующие минералы, т. 2. М., «Мир», 1965, с. 9—21.

Добрецов Л. Н., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, с. 457.

Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). «Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР», 1963, вып. 97. 152 с.

Панина Л. И. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 126 с.

Перчук Л. Л. Эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов в системе эгирин — геденбергит — диопсид.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 6, с. 1461—1464.

Фельдман В. И. Последовательность и условия кристаллизации породообразующих минералов щелочных гранитоидов Тайдутского массива.— «Изв. высш. учебных заведений. Геология и разведка», 1969, № 12, с. 45—54.

Ф. П. ЛЕСНОВ, В. И. СИМОНОВА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ПЛАГИОКЛАЗАХ ИЗ ПОРОД БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ

Согласно существующим представлениям, подавляющая часть бора, рассеянного в изверженных горных породах, заключена в плагиоклазах, поэтому изучение закономерностей распределения бора в этом широко распространенном в природе минерале представляет значительный интерес. Возможность массового анализа бора в небольших концентрациях появилась сравнительно недавно, после разработки спектральных методов, и важнейшие закономерности распределения его в плагиоклазах были выявлены лишь в последние 10—15 лет.

В. Л. Барсуков (1958) впервые поставил вопрос о вхождении бора в плагиоклазы в качестве изоморфной примеси. Он отмечал, что согласно аналитическим данным, а также соображениям кристаллохимического порядка, в плагиоклазах повышенной основности должно содержаться больше бора, чем в кислых плагиоклазах. В частности, были приведены такие данные: в олигоклазе содержится 19 г/т бора, в андезине — 56, в лабрадоре —93—195 г/т. В более поздней работе (Барсуков, 1961) было отмечено, что серицитизированные и соссюритизированные разности плагиоклазов содержат пониженные по сравнению с неизмененными образцами количества бора.

Выводы В. Л. Барсукова об особенностях изоморфизма бора в силикатах, в том числе и плагиоклазах, обсуждались в статьях В. И. Лебедева (1960, 1961) и Н. В. Белова (1960, 1961). Не касаясь деталей этой дискуссии, отметим, что оба исследователя допускают возможность существования прямой зависимости между содержанием бора в плагиоклазах и их основностью. Можно отметить работы Д. М. Шоу (1969), допускающего возможность замещения ионом трехвалентного бора иона четырехвалентного кремния в силикатах, и П. Кухна и Л. Кеклика (Kühn, Keclik, 1971), которые считают, что в силикатах замещение бором кремния и алюминия более благоприятно по сравнению с замещением бериллия. В отличие от упомянутых исследователей Е. С. Макаров (1973) считает, что большое различие радиусов ионов делает маловероятным изоморфное замещение бором алюминия и кремния в силикатах.

Р. В. Гетлинг и Е. Н. Савинова (1958) опубликовали данные, согласно которым в плагиоклазах из габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов и разнообразных порфиритов Турьинского рудного поля на Урале содержится 20—100 г/т бора. При этом также отмечается тенденция повышения содержания бора по мере увеличения основности плагиоклаза.

А. Е. Лисицын и В. Г. Хитров (1962) рассмотрели вопрос о распределении бора в плагиоклазах из некоторых метаморфических и кислых интрузивных пород Урала и установили, что эти плагиоклазы содержат от 21 до 200 г/т бора (в среднем 110 г/т), причем наибольшее количество бора оказалось в образце с максимальной основностью (58% анортитового компонента). Эти авторы приходят к выводу, что содержание бора в плагиоклазах прямо пропорционально их основности. Аналогичный вывод сделан и в работе О. Д. Ставрова и В. Г. Хитрова (1962).

Г. Хардер (1965) опубликовал данные о содержании бора в нескольких образцах плагиоклаза повышенной основности (лабрадор с о. Павла — 3,9 г/т, лабрадор из вулканитов Этны — 0,3 г/т, лабрадор из района Наредель в Норвегии — 3,0 г/т; олигоклаз из района Итерби в Швеции — 5 г/т). Кроме того, Г. Хардер отмечает, что многие полевые шпаты содержат некоторое количество бора за счет первичных включений слюды, а также за счет эпигенетически развивающегося по полевому шпату серицита.

С. М. Александров и др. (1968), рассматривая связь содержания бора в плагиоклазах с их основностью, приходят к выводу, что бор является изоморфной примесью в плагиоклазе и что наиболее благоприятна для изоморфного вхождения бора в решетку плагиоклазов и других силикатов одновременная замена двух кремнекислородных тетраэдров боро-алюмокислородным тетраэдром.

Р. Васковьяк (Waskowiak, 1969) пришел к заключению, что в гранитах, гнейсах и некоторых других метаморфитах Тюрингского леса основным носителем бора является серицитизированный плагиоклаз. Кварц, биотит, ортоклаз обладают очень низкими концентрациями этого элемента.

По данным С. А. Паланджяна (1971), в плагиоклазах из некоторых пород базит-гипербазитовых плутонов Севанского хребта содержится от 10 до 100 г/т бора.

Г. В. Анастасенко (1973) изучала распределение бора в плагиоклазах основных пород Норильского района. В плагиоклазах покровных базальтов в среднем 26 г/т бора, а в интрузивных базитах — от 18 до 47 г/т. При этом для плагиоклазов из базальтов устанавливается прямая корреляция с их основностью, а в плагиоклазах интрузивных базитов — нет. Отмечается, что в серицитизированных плагиоклазах иногда наблюдается заметное повышение содержания бора, что объясняется замещением алюминия бором в сериците.

По данным В. В. Иванова и др. (1973), в плагиоклазах из средних, основных и ультраосновных пород Урала от 50 до 120 г/т бора, при этом плагиоклазы содержат в 8 раз больше бора, чем ассоциирующие с ними калиевые шпаты.

Приведенные данные показывают, что концентрации бора в плагиоклазах различного состава и из различных минеральных парагенезисов колеблются в пределах 1—200 г/т. По мнению большинства исследователей, бор находится в плагиоклазах в виде изоморфной примеси, количество которой увеличивается по мере повышения основности плагиоклаза. Однако данные Г. Хардера о низкой концентрации бора в некоторых лабрадорах противоречат этому утверждению. Ряд исследователей допускают возможность того, что часть бора, присутствующего в пробах плагиоклазов, может находиться в составе продуктов их изменения.

Аналитические данные о распределении бора в породообразующих плагиоклазах пока еще немногочисленны, это не позволяет применить при их обработке статистические методы. Плагиоклазы из различных типов пород и различной основности изучены в отношении бора неоди-

наково. Подавляющая часть анализов относится к плагиоклазам с составом от альбита до лабрадора. Плагиоклазы битовнитового и анортитового состава анализировались крайне редко, хотя именно в них, согласно изложенным выше представлениям, должно содержаться наибольшее количество бора. Многие публикуемые анализы бора в плагиоклазах не сопровождаются данными о содержании главных компонентов этого минерала, что заметно снижает ценность информации. Существенно также то, что фактически отсутствуют материалы, которые позволяли бы рассмотреть концентрации бора в плагиоклазах в связи с количественными характеристиками степени их эпигенетического изменения.

В свете изложенного выше представлялось актуальным получить новые аналитические данные о содержании бора в плагиоклазах повышенной основности и рассмотреть их в связи с данными о количестве главных компонентов плагиоклазов и о степени эпигенетических изменений минерала, применив методы математической статистики. Для этой цели были изучены плагиоклазы из различных пород 30 разнообразных по составу и строению базит-гипербазитовых плутонов, расположенных в пределах ряда складчатых областей азиатской и европейской частей СССР. В общей сложности было проанализировано 120 образцов. Подбор и подготовка материалов и интерпретация полученных данных выполнены Ф. П. Лесновым. В. И. Симоновой осуществлена доработка применительно к плагиоклазам ранее разработанной методики спектрального анализа бора (Симонова, 1965) и выполнен весь объем работ по определению содержаний бора.

Часть образцов основных и ультраосновных горных пород, плагиоклаз из которых исследовался, любезно предоставлена в наше распоряжение рядом исследователей, за что авторы приносят им свою благодарность. Остальные образцы собраны в процессе многолетних полевых исследований базит-гипербазитовых плутонов Чукотки, Корякии, Камчатки и Бурятии (Леснов, 1972; Пинус и др., 1973).

Мономинеральные фракции плагиоклазов выделялись в тяжелых жидкостях и на магнитном сепараторе СИМ-1 в лаборатории разделения минералов Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Чистота материала контролировалась под бинокуляром и рентгенографически (аналитик Л. М. Кривопуцкая). Степень и характер эпигенетической измененности плагиоклазов оценивались как при микроскопических исследованиях, так и при термическом анализе на дериватографе (аналитик Т. А. Корнева). Содержание главных компонентов плагиоклазов (кремнезем, глинозем, окись кальция, натрия и калия) определялось при химическом анализе (аналитики Э. С. Гулецкая, А. В. Сухаренко, Г. Г. Балакина).

Количественное определение концентрации бора в пробах плагиоклаза осуществлялось методом спектрального анализа, который выполнялся с учетом специфики химического состава плагиоклазов. В качестве источника возбуждения использовалась вертикальная дуга постоянного тока с напряжением 220 В и силой тока 10 А. Анодом служил нижний электрод, в который закладывалась проба. Навеска истертого материала весом 20 мг плотно набивалась в углубление угольного электрода глубиной 4 мм, диаметром 2 мм и с толщиной стенок 1,2 мм. Длина сточенной части электрода составляла 5 мм. Экспозиция продолжалась до полного испарения пробы. Спектры получали на спектрографе ДФС-8 с решеткой в 1200 штрихов на миллиметр, во втором

Таблица 1

Воспроизводимость результатов количественного спектрального анализа бора в плагиоклазах основного состава

Аналитические линии бора, нм	Интервалы концентрации бора, г/т	Коэфф. вариации, %
249,68	300—10	15
249,77	»	»
249,77	10—5	15—25
249,77	5—2	25—50

Таблица 2

Содержание бора в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей

Плутон	Регион	Колич. анализов	Содержание бора, г/т			Автор коллекции	Номера проб в табл. 3
			макс.	мин.	средне-арифм.		
Пекульнейский	Чукотка	2	20	7	14	Г. В. Пинус и др. (1973)	87
Усть-Бельский	»	2	2	1	—	То же	—
Тамватнейский	»	3	6	5	6	»	50, 90
Мал. Научирынайский	»	2	5	0	—	»	2, 113
Чирынайский	»	6	5	1	3	»	4, 5, 7, 73, 88, 89
Гора Серая	»	2	40	15	28	»	3, 6
Валижгенский	Корякия	10	6	0	3	»	12, 26, 35, 36, 46, 53, 101
Куюльский	»	6	15	1	5	»	25, 74
Сейнавский	»	3	70	11	39	Г. В. Пинус и др. (1973)	22, 44, 78
Гальмоэнанский	»	3	30	12	21	То же	79, 80, 102
Хатырский	»	2	5	3	4	»	1
Камчатский мыс	Камчатка	6	13	5	7	»	75, 76, 77, 105, 109, 110
Остров Карагинский	»	1	6	—	—	»	81
Чайский	Бурятия	8	8	3	6	Ф. П. Леснов	10, 11, 32, 33, 34, 104, 116
Нюрундуканский	»	5	8	3	5	С. А. Гурулев	49, 51, 52, 84, 96
Маринкин	»	7	10	6	8	Э. Л. Прудовский	27, 28, 29, 30, 31, 108, 117
Витимконский	»	5	7	5	6	То же	8, 9, 47, 48, 91
Ирокиндинский	»	1	6	—	—	»	92
Шильдырхейский	»	4	6	5	6	»	39, 40, 41, 93
Гора Острая Сопка	»	2	9	5	7	»	38, 95
Мажалыкский	Тува	6	5	5	5	В. М. Иванев	60, 61, 62, 63, 64, 106
Гора Большой Таскыл	Кузнецкий Алатау	10	9	6	7	А. П. Кривенко	66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 85, 86, 107
Когтахский	Хакасия	6	8	5	6	И. Н. Маликова	20, 57, 58, 59, 114, 115
Рыбинский	Кузнецкий Алатау	6	10	6	8	В. Пругов	21, 65, 97, 98, 99, 100, 113
Бельтаусский	Узбекистан	6	9	5	7	Г. Г. Лихойдов	23, 24, 42, 43, 111, 112
Шоржинский	Армения	1	6	—	—	Г. В. Пинус	37
Джилсатанахачский	»	1	7	—	—	»	45
Смородинский	Орловская область	4	10	6	8	Е. М. Крестин	13, 11, 15, 54
Светлодунайский	То же	5	9	7	8	»	55, 56, 82, 83
Мончегорский	Кольский п-ов	4	6	4	5	В. В. Золотухин	16, 17, 18, 19

порядке. При анализе использовались фотопластинки УФШ-3 чувствительностью 10 ед. ГОСТ. Эталоны готовились путем разбавления турмалина искусственной смесью реактивов (SiO_2—43%, Al_2O_3—35, CaO—20, KCl—2%). Аналитическим параметром служила относительная интенсивность линии бора и фона. Как следует из данных табл. 1, воспроизводимость результатов анализа зависит от концентрации бора. При этом граница обнаружения элемента по линии 249,77 нм составляла 1,5 г/т бора. Точность анализа оценивалась с помощью t-критерия Стьюдента путем сравнения результатов, полученных данным методом,

Таблица 3

Содержание бора и главных компонентов в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов

№ п.п.	B	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	An	Ab	Or	ТГ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
				Габбро-нориты						
1	5	44,24	35,30	18,04	0,95	0,16	90,2	9,0	0,8	0,66
2	0	43,25	33,12	19,63	0,80	0,07	93,2	6,3	0,5	1,91
3	15	43,47	34,14	17,75	1,11	0,36	88,8	9,0	2,2	1,84
4	3	44,25	34,88	18,57	0,80	0,04	92,4	7,3	0,3	0,59
5	2	45,75	33,89	17,68	1,44	0,12	86,9	12,6	0,5	0,64
6	40	42,35	33,39	15,45	1,86	0,98	77,1	16,8	6,1	4,49
7	1	42,70	35,54	18,89	0,85	0,12	91,8	7,7	0,5	1,11
8	5	52,50	29,50	11,91	4,20	0,25	72,8	25,7	1,5	0,37
9	5	54,50	28,70	11,09	4,80	0,15	69,1	29,9	1,0	0,25
10	8	48,50	28,90	15,33	2,80	0,18	83,7	15,3	1,0	2,06
11	5	50,90	29,90	12,62	3,55	0,15	77,3	21,8	0,9	0,49
12	6	45,30	33,10	17,34	1,30	0,06	92,7	7,0	0,3	0,48
13	10	55,20	27,70	10,50	5,10	0,63	68,0	29,8	2,2	0,70
14	6	53,60	29,00	11,40	4,74	0,28	72,0	27,0	1,0	0,80
15	9	53,90	28,70	10,90	4,90	0,51	69,8	28,4	1,8	0,80
16	5	49,00	32,60	14,90	2,40	0,15	86,6	12,7	0,7	0,80
17	6	51,70	30,30	12,80	3,50	0,20	79,7	19,6	0,7	1,10
18	6	50,30	31,50	14,20	2,50	0,16	85,7	13,6	0,7	0,37
19	4	46,20	33,90	17,17	1,55	0,00	92,2	7,8	0,0	6,00
20	5	45,15	34,60	17,76	1,30	0,16	93,2	6,2	0,6	1,00
21	7	55,35	27,10	10,50	5,40	0,65	66,5	31,0	2,5	0,40
22	36	49,50	27,60	11,05	3,20	2,00	72,9	19,3	7,8	3,20
23	6	52,70	30,00	12,23	4,10	0,11	76,5	23,1	0,4	0,20
24	7	56,60	27,20	10,35	4,50	0,20	71,2	28,0	0,8	0,50
25	6	43,80	35,00	17,17	1,00	0,70	93,0	4,8	2,2	2,00
				Троктолиты						
26	0	44,96	32,64	17,91	1,66	0,05	85,0	14,4	0,6	1,87
27	10	45,50	33,90	16,99	1,50	0,13	91,2	8,1	0,7	1,05
28	9	46,40	34,10	16,63	1,65	0,07	90,6	9,0	0,4	0,50
29	8	47,80	33,40	16,87	1,80	0,07	90,0	9,6	0,4	0,50
30	7	44,90	33,50	18,40	1,10	0,06	94,1	5,6	0,3	0,50
31	7	44,90	33,50	18,17	1,35	0,07	92,8	6,9	0,3	0,50
32	6	49,10	28,50	13,56	3,10	0,12	80,8	18,5	0,7	2,24
33	5	52,70	30,00	13,21	4,60	0,08	73,8	25,7	0,5	1,52
34	5	50,60	28,50	12,86	4,00	0,47	74,2	23,1	2,7	2,18
35	3	45,20	33,70	16,87	1,45	0,03	91,9	7,9	0,2	1,61
36	3	45,00	32,90	17,58	1,25	0,15	92,6	6,6	0,8	2,74
37	6	43,60	32,90	16,40	3,30	0,09	82,8	16,7	0,5	3,12
38	5	45,50	34,30	17,46	1,12	0,07	93,6	6,0	0,4	0,62
39	6	49,20	31,40	14,15	2,90	0,14	82,3	16,9	0,8	0,68
40	5	49,20	31,60	15,10	2,60	0,14	84,6	14,6	0,8	0,87
41	7	49,10	30,40	14,27	2,85	0,15	82,6	16,5	0,9	1,29
42	7	47,70	29,80	14,34	2,40	1,10	83,3	12,8	3,9	1,90
43	6	48,70	30,15	13,87	2,70	0,10	84,7	15,0	0,3	1,16
				Оливиновые габбро						
44	70	43,30	31,80	13,17	1,22	2,50	83,6	6,8	9,6	5,10
45	8	46,50	32,60	16,28	1,90	0,09	89,1	10,4	0,5	1,68
46	5	46,50	30,20	13,68	4,60	0,07	74,6	25,0	0,4	4,18
47	5	52,40	29,90	12,38	4,40	0,13	73,2	26,0	0,8	0,50
48	5	52,40	29,20	12,38	4,70	0,15	71,8	27,3	0,9	0,38
49	4	49,10	31,00	14,39	3,10	0,10	81,8	17,6	0,6	0,65
50	5	46,40	32,00	17,22	1,90	0,04	89,9	9,9	0,2	1,75
51	4	48,60	31,40	14,74	2,70	0,09	84,1	15,7	0,5	0,25
52	3	48,40	31,40	14,74	2,70	0,09	84,1	15,4	0,5	0,50
53	1	45,30	34,00	17,64	1,24	0,02	93,5	6,2	0,3	0,80

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
54	7	53,60	28,70	11,93	4,12	0,54	74,9	23,3	1,8	0,80
55	7	53,80	28,10	11,90	4,12	0,60	74,1	23,8	2,1	0,40
56	9	53,80	27,60	11,40	4,00	1,20	72,2	23,2	4,6	0,70
57	5	45,10	35,40	17,65	1,07	0,05	94,3	5,4	0,3	0,60
58	5	45,00	35,00	17,40	1,17	0,15	93,7	5,7	0,6	0,70
59	5	45,00	35,10	17,99	1,10	0,03	94,7	5,3	0,0	1,20
60	5	46,40	32,90	16,70	1,40	0,60	91,1	7,0	1,9	1,50
61	5	46,60	33,20	16,82	1,55	0,03	92,3	7,7	0,0	0,50
62	5	46,60	32,70	16,58	1,60	0,03	91,9	8,1	0,0	0,70
63	5	46,20	33,10	16,82	1,55	0,02	92,3	7,7	0,0	0,30
64	5	46,60	33,40	15,17	1,32	0,02	92,8	7,2	0,0	0,50
65	8	52,50	29,40	12,23	4,10	0,21	76,2	23,1	0,7	1,10
66	8	50,60	31,71	13,83	3,32	0,18	81,8	17,5	0,7	1,20
67	7	53,60	29,10	11,61	4,40	0,32	73,7	25,3	1,0	0,50
68	6	49,00	32,24	15,31	2,60	0,10	86,4	13,3	0,3	0,70
69	8	49,00	32,00	15,07	2,84	0,16	84,9	14,5	0,6	0,75
70	8	48,00	32,50	15,36	2,60	0,10	86,4	13,3	0,3	0,51
71	7	57,70	26,55	8,64	6,08	0,40	60,1	38,3	1,6	0,50
72	7	50,50	31,40	13,83	3,32	0,18	81,8	17,5	0,7	0,48
73	1	42,25	35,66	19,67	0,48	0,06	95,7	3,8	0,5	0,48
74	1	44,16	34,36	17,92	1,03	0,10	90,0	9,5	0,5	1,27
Габбро										
75	5	48,00	31,50	14,55	2,80	0,12	84,9	14,8	0,3	1,10
76	7	49,00	29,90	11,41	3,20	0,35	78,4	20,1	1,5	2,60
77	13	53,30	27,10	10,11	5,00	0,36	67,9	30,6	1,5	2,50
78	11	45,00	32,40	8,94	1,65	4,30	58,5	11,7	19,8	5,12
79	22	57,40	24,20	6,11	6,28	2,00	47,0	44,0	9,0	1,50
80	30	58,80	22,70	5,40	6,68	2,20	42,3	47,6	10,1	1,50
81	6	57,50	23,50	6,11	6,11	0,35	51,7	46,4	1,9	1,80
82	9	53,30	28,80	11,40	4,50	0,80	71,5	25,7	2,8	0,60
83	8	54,40	27,60	11,40	4,24	0,80	72,8	24,4	2,8	0,70
84	4	52,20	29,70	12,94	4,20	0,15	74,8	24,3	0,9	0,31
85	9	49,60	28,40	15,31	3,90	0,32	80,5	18,6	0,9	0,63
86	8	51,90	30,00	12,10	4,26	0,42	59,7	37,8	2,5	0,85
87	7	45,80	33,34	16,79	1,94	0,40	80,3	17,6	2,1	0,99
88	3	43,25	34,11	18,92	0,80	0,06	92,6	7,1	0,3	0,69
89	5	46,50	29,90	16,04	2,60	0,07	85,7	13,9	0,4	2,51
90	6	43,70	34,90	19,23	0,75	0,04	96,1	3,7	0,2	1,13
91	7	53,60	29,60	12,74	4,20	0,12	74,7	24,6	0,7	0,37
92	6	49,20	31,30	14,63	2,60	0,17	84,1	14,9	1,0	0,62
93	5	50,30	30,40	14,51	3,00	0,22	81,8	16,9	1,3	1,37
94	7	46,10	34,20	17,64	1,00	0,35	94,0	4,8	1,2	0,70
Оливиновые габбро-нориты										
95	9	45,50	34,10	17,46	1,20	0,06	93,3	6,4	0,3	1,06
96	8	49,50	30,20	14,15	3,00	0,11	82,0	17,4	0,6	0,31
97	7	56,50	26,50	9,05	5,60	1,35	60,7	33,7	5,6	0,20
98	1	56,10	27,20	10,00	5,40	0,75	65,2	31,9	2,9	0,40
99	6	53,90	29,10	11,41	4,80	0,23	72,0	27,3	0,7	0,60
100	8	55,30	27,60	10,23	5,26	0,80	66,2	30,9	2,9	0,20
101	1	46,50	32,86	16,49	1,88	0,06	82,7	17,0	0,5	0,50
102	12	50,90	27,60	11,05	3,60	1,65	72,3	21,2	6,5	2,40
103	3	54,00	28,70	10,93	4,80	0,50	70,3	27,9	1,8	0,50
Плагиоклазсодержащие ультраосновные породы										
104	5	51,60	29,30	12,46	4,10	0,15	76,6	22,7	0,7	1,70
105	9	45,20	28,30	18,81	1,50	0,11	93,0	0,7	0,3	4,30
106	5	48,26	32,70	14,83	1,15	0,26	92,3	6,6	1,1	2,10
107	7	49,00	31,94	15,07	2,72	0,10	76,0	23,4	0,6	0,50
108	6	45,30	34,20	17,58	1,25	0,07	93,0	6,6	0,4	0,63

Окончание табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
				Анортозиты и габбро-пегматиты						
109	6	42,40	33,80	17,40	3,30	0,10	85,1	14,6	0,3	3,30
110	5	43,80	35,80	19,56	0,48	0,10	97,5	2,2	0,3	0,70
111	9	50,00	31,50	14,82	2,75	0,35	84,3	14,4	1,3	1,00
112	8	49,50	31,80	14,58	2,80	0,35	84,1	14,6	1,3	0,90
113	5	43,40	34,10	17,17	1,17	0,06	93,9	5,8	0,8	3,22
114	8	48,10	31,80	14,35	2,70	0,72	83,4	14,3	2,3	1,40
115	5	45,20	35,10	17,52	1,20	0,12	94,0	5,7	0,3	0,65
116	8	53,60	27,00	10,27	5,20	0,35	64,9	32,9	2,2	1,74
117	8	45,70	34,20	17,58	1,50	0,05	91,9	7,8	0,3	1,32

Примечание. Содержания даны: В — г/т; SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O и ТГ (потери веса при термическом анализе) — вес. %.

с результатами, полученными методом добавок. Контролю подвергались пробы, которые наиболее значительно отличались по составу от эталонов. Полученные при этом величины оказались меньше табличных при пороге вероятности 95%.

Результаты количественного спектрального анализа бора, а также данные о содержании других компонентов в пробах плагиоклазов приведены в табл. 2, 3. Табл. 2 дает возможность оценить объем выполненных определений и средние содержания бора в плагиоклазах каждого из плутонов. В табл. 3 весь аналитический материал сгруппирован по главным типам пород базит-гипербазитовых плутонов. Во всех этих таблицах дана единая нумерация проб, что позволяет находить любую пробу из плутона, используя данные крайней правой графы табл. 2.

По данным химических анализов, содержание кремнезема в исследованных образцах плагиоклазов варьирует в пределах 42,3—58,8 вес. %, глинозема — 22,7—35,8, окиси кальция — 5,4—19,7, окиси натрия — 0,48—6,7, окиси калия — 0,02—7,0 вес. %. Согласно пересчетам результатов химических анализов, в анализировавшихся на бор плагиоклазах количество анортитового компонента колеблется от 42 до 98%, альбитового — 2—48, ортоклазового — 0—20%. При этом в коллекции заметно преобладают разности с повышенной основностью, на что указывает среднее значение содержания анортитового компонента — 81%.

При подборе образцов плагиоклазов для изучения распределения в них бора учитывалась возможность того, что часть бора может быть сосредоточена в продуктах изменения минерала. Поэтому в коллекцию включались наименее измененные образцы. Однако последующие термический и рентгеновский анализы показали, что в пробах плагиоклаза почти всегда присутствует некоторое количество эпигенетически развившихся по нему минералов, среди которых были диагносцированы несколько видов цеолитов, пренит, кальцит и некоторые другие (Леснов и др., $1975_{1,2}$). Опыт показал, что между интенсивностью вторичных изменений плагиоклазов, которая устанавливается под микроскопом, и величиной потери веса при прокаливании, которая определяется при термическом анализе плагиоклазов на дериватографе, существует прямая зависимость. Это позволяет использовать термический анализ для изучения фазового состава продуктов изменения плагиоклазов и количественной оценки степени их эпигенетической измененности.

Согласно результатам количественного спектрального анализа, содержания бора в пробах плагиоклазов исследованной коллекции изменяются от 0 до 70 г/т. При этом, как можно видеть по табл. 3, в громадном большинстве проб бора не более 10 г/т. Содержания бора выше этой цифры оказались всего лишь в девяти пробах, причем

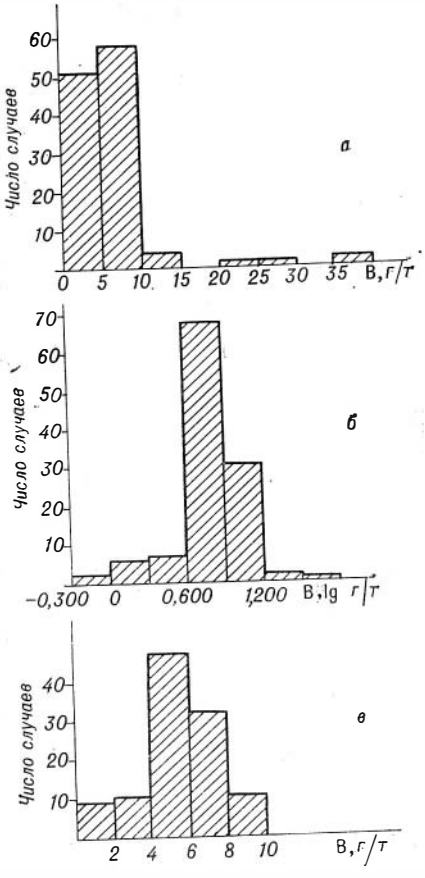


Рис. 1. Гистограммы распределения содержаний бора в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей.

а — по общей выборке, г/т (117 анализов), *б* — то же, в логарифмах г/т; *в* — по выборке, не включающей пробы с содержанием более 10 г/т (108 анализов).

все эти «аномальные» пробы характеризуются повышенной эпигенетической измененностью.

Наличие значительного количества анализов бора в плагиоклазах, по которым имеются также данные об их общем химическом составе и степени эпигенетической измененности, позволило применить при их обработке методы математической статистики. Расчеты были выполнены на ЭВМ Института геологии и геофизики по программе Е. Н. Черемисиной и А. Ф. Белоусова.

Для общей выборки анализов (117 проб) составлена гистограмма распределения (рис. 1, *а*), которая имеет существенно асимметричную форму. На основании расчетов статистических параметров (табл. 4, п. 1) можно заключить, что в данной выборке распределение содержаний бора не подчиняется нормальному закону. Близкий результат был получен и при изучении той же выборки анализов по логарифмам содержаний бора в граммах на тонну (рис. 1, *б*, табл. 4, п. 2). На основании данных предварительной статистической обработки материала был сделан вывод о том, что общая выборка анализов бора неоднородна по своему составу. Об этом, в частности, свидетельствует ее полимодальный характер, т. е. наличие дополнительных максимумов на гистограмме (см. рис. 1, *а*), в правой части которой обособляется группа проб с «аномальным» содержанием бора. Для более корректного расчета статистических параметров из общей выборки были исключены пробы с «аномально» высокими содержаниями бора. Гистограмма (рис. 1, *в*) и расчеты (табл. 4, п. 3) для скорректированной выборки (108 проб) показали, что распределение бора в данном случае подчиняется нормальному закону. Среднее содержание бора в данной выборке анализов плагиоклазов составило 5,9 г/т при коэффициенте вариации 37%.

Таблица 4

Статистические параметры распределения содержаний бора в плагиоклазах битовнит-анортитового ряда

Пункт	Выборка	Колич. анализов	Средн. содержание, г/т	Среднеквадр. отклонение, г/т	Коэфф. асимметрии	Коэфф. эксцесса
1	Общая	117	6,9	5,5	3,9	0,51
2	То же, lg г/т	117	5,6	1,8	—1,0	0,63
3	Сокращенная	108	5,9	2,2	—0,57	+0,77

Примечание. Критические значения (99%-ный уровень значимости) для распределения по нормальному закону (n=100): коэффициент асимметрии — 0,57, коэффициент эксцесса — 0,75—0,85 (Урбах, 1964).

Таблица 5

Коэффициенты парной корреляции содержаний бора и содержаний других компонентов в плагиоклазах базит-гипербазитовых пород в целом и для отдельных типов

№ п/п	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	An	Ab	Or	ТГ	Колич. анализов	r_{05}	r_{01}
1	0,182	0,329	—0,361	0,244	—0,365	0,288	0,544	0,068	117	0,182	0,248
2	0,305	—0,372	—0,424	0,328	—0,368	0,295	0,413	0,176	117	0,182	0,248
3	0,356	—0,346	—0,344	0,328	—0,240	0,241	0,291	—0,066	108	0,190	0,249
4	0,595	—0,660	—0,687	0,626	—0,737	0,640	0,568	0,195	20	0,444	0,561
5	0,561	—0,544	—0,604	0,496	—0,356	0,430	0,310	0,100	31	0,361	0,463
6	—0,097	—0,181	—0,228	0,063	—0,307	0,138	0,937	0,513	25	0,369	0,505
7	—0,124	—0,100	—0,040	—0,125	0,115	—0,248	0,435	0,558	9	0,666	0,798
8	0,062	0,113	—0,058	—0,036	0,152	—0,175	0,054	—0,343	18	0,468	0,590
9	—0,610	—0,474	0,762	—0,275	0,227	—0,400	—0,088	0,576	5	0,878	0,959
10	0,775	—0,674	—0,671	0,556	—0,589	0,567	0,701	—0,324	9	0,666	0,798

Примечание. 1 — общая выборка, г/т; 2 — то же, lg г/т; 3 — сокращенная выборка (без «аномальных» проб), г/т. Отдельные типы пород (г/т): 4 — габбро, 5 — оливиновые габбро, 6 — габбро-нориты, 7 — оливиновые габбро-нориты, 8 — троктолиты, 9 — плагиоклазсодержащие дуниты и перидотиты, 10 — анортозиты и габбро-пегматиты. r_{05}, r_{01} — критические значения выборочного коэффициента корреляции соответственно для 95 и 99%-ного уровней значимости (Урбах, 1964). Подчеркнуты коэффициенты, значимые при 99%-ном уровне значимости.

Согласно расчетам парных коэффициентов корреляции, в плагиоклазах повышенной основности существует отрицательная корреляция между содержанием бора и анортитового компонента, а с количествами альбитового и ортоклазового компонентов концентрации бора имеют положительную корреляцию. Также приведены коэффициенты и для других компонентов (табл. 5, п. 1—3). Отмеченная зависимость содержания бора и содержаний анортитового и ортоклазового компонентов на основании расчетов уравнения регрессии выражена графически (рис. 2). Парный коэффициент корреляции для содержания бора и значений ТГ для общей выборки не достигает порога значимости. Вместе с тем для девяти «аномальных» проб, отличающихся повышенной измененностью, коэффициент корреляции между содержанием бора и величиной ТГ оказался значимым, положительным (+0,84). Эта зависимость иллюстрируется рис. 3.

Эти данные свидетельствуют о том, что при определенных условиях существует возможность концентрации существенных количеств бора в продуктах изменения плагиоклазов. Наличие достаточно большого числа анализов по плагиоклазам отдельных типов пород базит-гипербазитовых плутонов позволило рассмотреть распределение бора в плагиоклазах и в этом аспекте (табл. 6). Среди прочих данных обращает на себя внимание тот факт, что содержание бора в плагиоклазах из безоливиновых габбро и габбро-норитов заметно выше по сравнению с плагиоклазами в оливиновых разностях этих пород, а также с плагиоклазами плагиоклазсодержащих дунитов и перидотитов. Эта особенность отражена на рис. 4. Можно также отметить, что значения коэффициентов парной корреляции между бором и другими компонентами в плагиоклазах из отдельных типов пород обнаруживают такие же тенденции, какие были установлены при расчетах по общей выборке анализов (см. табл. 5, п. 4—10).

Таким образом, изучение распределения бора в плагиоклазах с высоким содержанием анортитового компонента позволило получить некоторые интересные данные по этому вопросу. Прежде всего, стано-

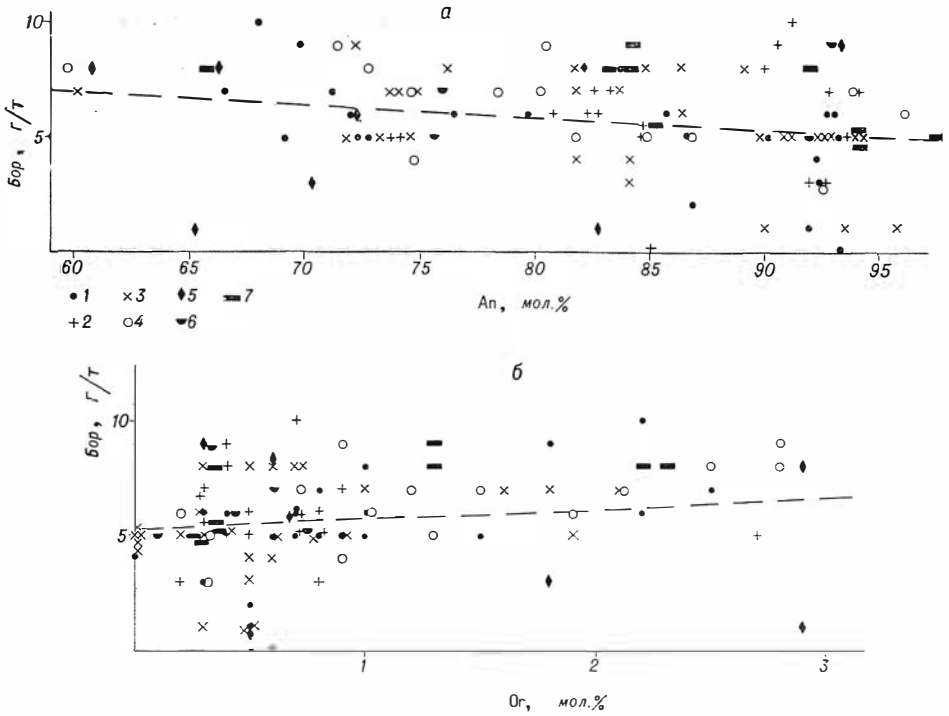


Рис. 2. Зависимость содержаний бора от количества анортитового (*а*) и ортоклазового (*б*) компонента в слабоизмененных плагиоклазах из различных типов пород базит-гипербазитовых плутонов (108 анализов).

1 — из габбро-норитов; *2* — из троктолитов; *3* — из оливиновых габбро; *4* — из габбро; *5* — из оливиновых габбро-норитов; *6* — из плагиоклазсодержащих перидотитов и дунитов; *7* — из анортозитов и габбро-пегматитов.

а — линия регрессии нанесена согласно рассчитанному уравнению: В (г/т) = 9,9—0,05 мол. % Ап, *б* — согласно уравнению: В (г/т) = 5,25+0,53 мол. % Ог.

вится очевидным тот факт, что при рассмотрении закономерностей распределения бора в плагиоклазах изверженных пород, особенно в разностях с высоким содержанием анортитового компонента, исследователь часто имеет дело не только с тем бором, который может входить в структуру плагиоклаза в качестве изоморфной примеси, но и с той его частью, которая концентрируется, иногда в повышенных количествах, в продуктах изменения плагиоклазов. Это обстоятельство оказывается особенно существенным при изучении распределения бора в плагиоклазах, где эпигенетические изменения достаточно значительны. Оно должно учитываться при расчетах средних содержаний бора, входящего в плагиоклазы в качестве изоморфной примеси. Возможность такого двоякого положения бора в пробах породообразующих плагиоклазов некоторые исследователи отмечали и ранее (Хардер, 1965; Анастасенко, 1973). Имеются, однако, указания на то, что серицитизация и соссюритизация плагиоклазов могут сопровождаться выносом из них бора (Барсуков, 1961). Согласно нашим данным, эпигенетические изменения могут приводить к значительному обогащению плагиоклазов бором, хотя имеются случаи, когда сильно измененный плагиоклаз не содержит повышенных количеств этого элемента. Сказанное приводит к выводу о том, что исследование распределения бора в плагиоклазах обязательно должно сопровождаться изучением степени и характера их эпигенетической измененности.

Полученные данные показывают, что в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов, характеризующихся высокими содержаниями анортитового компонента, количество бора, входящего в ми-

нерал в качестве изоморфной примеси, обычно не превышает 10 г/т, а его распределение, в случае отсутствия образцов, подвергшихся сильным эпигенетическим изменениям, подчиняется нормальному закону распределения. В среднем эти плагиоклазы содержат около 6 г/т бора. Это согласуется с данными Г. Хардера (1965), приводимыми им для лабрадоров, и в то же время почти на порядок ниже тех цифр, которые приводятся для плагиоклазов повышенной основности В. В. Ивановым и др. (1973) и Г. В. Анастасенко (1973). По-видимому, полученная нами цифра среднего содержания бора в плагиоклазах битовнит-анортитового ряда достаточно близка к тому количеству этого элемента, которое может входить в плагиоклазы базит-гипербазитовых плутонов в качестве изоморфной примеси. Не исключено, что высокие содержания бора в основных плагиоклазах, полученные некоторыми исследователями, обусловлены перераспределением его при эпигенетических процессах.

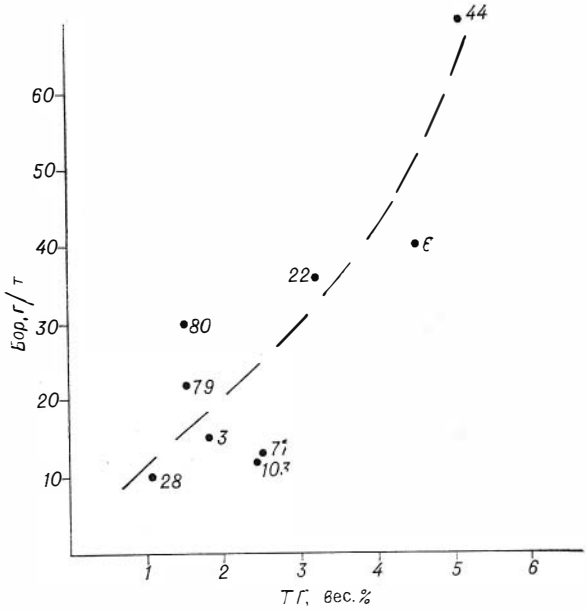


Рис. 3. Зависимость содержаний бора от степени измененности плагиоклазов (ТГ) в пробах с содержанием бора более 10 г/т. Номера точек на графике соответствуют номерам проб в табл. 3.

Особый интерес представляет вопрос о зависимости содержания бора от состава плагиоклаза. Судя по материалам предыдущих исследователей (Лисицын, Хитров, 1962; Ставров, Хитров, 1962; Александров и др., 1968; и др.), есть основания считать, что в плагиоклазах габброидных и ультраосновных пород, имеющих повышенную основность, бора должно быть больше, чем в плагиоклазах кислых и средних пород. Однако изучение этого вопроса, выполненное нами на достаточно представительной коллекции проб, отобранных в разнообразных по внутреннему строению, составу и местоположению базит-гипербазито-

Таблица 6

Средние содержания бора в плагиоклазах отдельных типов пород базит-гипербазитовых плутонов

Тип пород	Колич. анализов	Средн. содержание бора, г/т	Среднеквадр. отклонение, г/т	Средн. содержание Ап, мол. %
Габбро	20	8,9	6,4	74,5
Габбро-нориты	25	8,3	9,4	81,7
Оливиновые габбро	31	5,5	2,1	82,6
Оливиновые габбро-нориты	9	6,2	3,8	73,9
Троктолиты	18	5,8	2,3	86,3
Плагиоклазсодержащие дуниты и перидотиты	5	6,4	1,7	86,2
Анортозиты и габбро-пегматиты	9	6,8	1,7	86,6

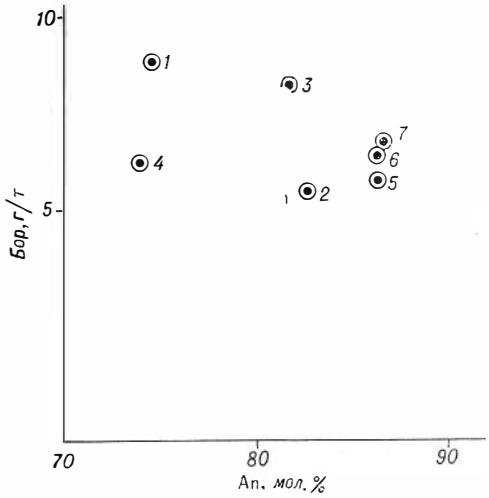


Рис. 4. Соотношения средних содержаний бора и средних содержаний анортитового компонента в плагиоклазах из габбро (*1*), оливиновых габбро (*2*), габбро-норитов (*3*), оливиновых габбро-норитов (*4*), троктолитов (*5*), плагиоклазсодержащих перидотитов и дунитов (*6*), анортозитов и габбро-пегматитов (*7*).

вых плутонах, показывает, что плагиоклазы битовнит-анортитового ряда содержат не больше, а меньше бора, чем плагиоклазы более кислого состава. Кроме того, в пределах того разброса содержаний анортитового компонента, который имеет место в изученной коллекции образцов плагиоклазов, установлено, что в них содержание бора имеет отрицательную корреляцию с количеством анортитового компонента, а также окисей кальция и алюминия. С содержаниями альбитового и ортоклазового компонентов бор имеет положительную корреляцию. Таким образом, наши данные позволяют не согласиться с выводом о том, что в плагиоклазах повышенной основности изоморфной примеси бора должно быть больше, чем в кислых разностях.

Следует остановиться еще на одном аспекте изучения распределения бора в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов. Речь идет о различии содержаний элемента в плагиоклазах из отдельных петрографических разновидностей пород, слагающих эти плутоны. Хотя данных, которые были приведены по этому вопросу нами, пока недостаточно, можно все же отметить, что плагиоклазы из оливиновых парагенезисов содержат бор в несколько меньших количествах, чем образцы из безоливиновых пород. Это хорошо видно на примере оливиновых и безоливиновых габбро и габбро-норитов. В этой связи необходимо хотя бы кратко остановиться на возможных петрологических причинах данного явления.

Как известно, природа базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей окончательно не выяснена. По мнению одних исследователей, эти плутоны образуются в результате дифференциации базальтового расплава. Согласно другой гипотезе, поддерживаемой нами (Леснов и др., 1971, 1973; Пинус и др., 1973), гипербазиты таких плутонов внедряются раньше габброидов. Последние при благоприятных условиях (значительная глубина остывания) могут оказывать достаточно активное воздействие на гипербазиты (пироксенизация, полевошпатизация), в результате чего на контактах образуется сложная гамма гибридных (парамагматических) пород. К числу последних относятся плагиоклазсодержащие гипербазиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, оливиновые габброиды, габбро-пегматиты и некоторые другие разности. Непосредственно же из первичного (неконтаминированного) базальтового расплава образуются ортомагматические габброиды — габбро и габбро-нориты.

Полученные нами данные о распределении бора в плагиоклазах в известной мере согласуются с изложенными генетическими соображениями. Вероятно, главным источником бора в базит-гипербазитовых плутонах является габброидная магма. Поэтому в ортомагматических габброидах плагиоклаз содержит больше бора, чем плагиоклаз из парамагматических габброидов и других подобных образований этих плу-

тонов, в процессе формирования которых бор рассеивается. Дальнейшие исследования геохимии бора в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов позволят проверить ранее установленные и выявить новые закономерности распределения этого элемента, что, в свою очередь, поможет понять природу этих плутонов.

Выводы

1. При изучении распределения бора в плагиоклазах необходимо учитывать степень и характер эпигенетической измененности анализируемых образцов. Это особенно важно для районов, где наблюдается общее повышение содержания бора в породах.

2. Для количественной оценки степени измененности плагиоклазов, необходимой при детальном изучении распределения в них бора и других элементов-примесей, с успехом может быть использован метод термического анализа.

3. Плагиоклазы битовнит-анортитового ряда, входящие в состав разнообразных пород базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей, в целом характеризуются весьма низким средним содержанием изоморфно входящего в них бора — около 6 г/т, что заметно ниже, чем содержания, указываемые для основных плагиоклазов другими исследователями.

4. Плагиоклазы из безоливиновых ортомагматических габброидов (габбро и габбро-нориты) содержат бора больше, чем плагиоклазы парамагматических пород (троктолиты, оливиновые габбро, плагиоклазсодержащие гипербазиты и т. д.).

5. Распределение содержаний изоморфной примеси бора в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов подчиняется нормальному закону. Полимодальный характер гистограмм распределения может указывать на то, что исследуемая выборка содержит пробы, в которых изоморфная примесь бора подверглась перераспределению при эпигенетических процессах.

6. Плагиоклазы битовнит-анортитового ряда базит-гипербазитовых плутонов характеризуются обратно пропорциональной зависимостью содержаний бора и содержаний анортитового компонента. Количества альбитового и ортоклазового компонентов этих плагиоклазов имеют прямо пропорциональную зависимость от концентрации бора.

ЛИТЕРАТУРА

Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968, с. 184.

Анастасенко Г. В. Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы.— «Геохимия», 1973, № 10, с. 1481—1489.

Барсуков В. Л. Об изоморфизме бора в силикатах.— «Геохимия», 1958, № 7, с. 660—666.

Барсуков В. Л. Некоторые вопросы геохимии бора.— «Геохимия», 1961, № 7, с. 561—572.

Белов Н. В. Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты.— «Геохимия», 1960, № 6, с. 551—556.

Белов Н. В. О специфике изоморфного вхождения в чужие решетки малых элементов, в частности бора.— «Геохимия», 1961, № 10, с. 942—945.

Гетлинг Р. В., Савинова Е. Н. Некоторые данные о содержании бора в изверженных породах Турьинского рудного поля на Урале.— «Геохимия», 1958, № 4, с. 374—379.

Иванов В. В. и др. Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973, с. 206.

Лебедев В. И. Об изоморфизме бора в силикатах.— «Геохимия», 1960, № 6, с. 547—551.

Лебедев В. И. К дискуссии об изоморфизме бора в силикатах.— «Геохимия», 1961, № 10, с. 937—941.

Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972, с. 227.

Леснов Ф. П., Велинский В. В., Пинус Г. В. О механизме формирования базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей и связанного с ними сульфидного медно-никелевого оруденения.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, с. 89—91.

Леснов Ф. П., Кривопуцкая Л. М., Ковалева Л. Т. Исследование плагиоклазов из габброидов базит-гипербазитовых ассоциаций рентгенографическим и ИК-спектральным методами (на примере габброидов Анадырско-Корякской складчатой системы).— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975_1, с. 14—28.

Леснов Ф. П., Корнева Т. А., Кривопуцкая Л. М. Эпигенетические изменения плагиоклазов габброидных пород Анадырско-Корякской складчатой системы по данным термического анализа.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, Кн. изд-во, 1975_2, с. 70—78.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов складчатых областей.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Труды I Всесоюз. симпозиума. Новосибирск, 1973, с. 44—56.

Лисицын А. Е., Хитров В. Г. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород Среднего Урала по результатам микроспектрального анализа.— «Геохимия», 1962, № 3, с. 259—268.

Макаров Е. С. Изоморфизм атомов в кристаллах. М., Атомиздат, 1973, с. 132.

Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван, изд. АН АрмССР, 1971, с. 200.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 320.

Симонова В. И. Количественный спектральный метод определения бора в осадочных породах.— В кн.: Количественный анализ минералов и горных пород физическими методами. Новосибирск, 1965, с. 23—28. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 32).

Ставров О. Д., Хитров В. Г. О возможной геохимической связи цезия с бором.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 53—61.

Урбах В. Ю. Биометрические методы. М., «Наука», 1964, с. 415.

Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965, с. 136.

Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969, с. 206.

Kûhn P., Keclik L. Izomorfie bóru v silikátech C. I.— "Sb. ved. pr. VŜB Ostravê. R. horn.— geol.", 1971, vol. 17, N 3, p. 53—76.

Waskowiak R. Beitrag zur Geochemie des Bors im Kristallin von Ruhla — Brotterode (Thüringer Wald).— "Geologie", 1969, vol. 18, N 4, p. 432—440.

В. В. ЗОЛОТУХИН

ОБ АССОЦИАЦИИ ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ В НОРИЛЬСКИХ РУДАХ КАК ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ, ИМЕЮЩИХ ВАЖНОЕ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Как известно, с норильскими рудами связан ряд метасоматических минералов, описание которых было предметом многих наших работ. В процессе выполнения этих работ постепенно начал выявляться и расширяться круг аналогичных минералов, но со специфической высокой железистостью их состава. Эти минералы четко ассоциируют со сплошными сульфидными норильскими рудами. К ним относятся высокожелезистые разновидности клинопироксена ферриавгитового типа (Золотухин, 1964_{1-2}, 1973; Золотухин и др., 1975; Рябов, 1972), граната, близкого к андрадиту (Золотухин, 1964_{1-2}; Рябов, 1975), оливина, близкого к фаялиту (Золотухин, 1971), биотита (Золотухин и др., 1975; Золотухин, 1973; Васильев и др., 1975), пренита (Золотухин и др., 1965_1, 1967), пумпеллиита (Золотухин и др., 1965_2, 1967), хлорита (Золотухин, 1975; Рябов, 1975), а также высокожелезистой роговой обманки (Золотухин, 1975). Из скарноидов, связанных с рудами, В. В. Юдиной (1970) также описывались феррогастингсит и ферриавгит, а А. Д. Генкиным и др. (1961) — гранат, близкий к андрадиту. Краткая характеристика состава и кристаллооптических свойств представителей указанных минералов приводится в табл. 1. Часть их отмечена также среди сплошных руд в составе реликтов метасоматических зон кварц-полевошпатового, клинопироксен-плагиоклазового и фаялит-плагиоклазового состава (Золотухин, 1973), как можно видеть в табл. 2. Таким образом, не вызывает сомнения, что в парагенетические ассоциации совместно с высокожелезистыми минералами входят полевые шпаты (плагиоклаз от № 40 до альбита, а также калишпат в кварц-полевошпатовых метасоматитах).

Парные соотношения в рудах нерудный метасоматический минерал — рудный минерал позволяют выделить парагенетическую ассоциацию минералов, сопровождающую пирротин (высоко- до среднетемпературной стадия постмагматического процесса), и ассоциацию нерудных минералов, сопровождающую халькопирит (среднетемпературная до низкотемпературной стадия постмагматического процесса). На основе выделенных ниже таким способом «краевых»* парагенетических ассо-

* Имеют место «промежуточные» ассоциации, например клинопироксена и граната с пренитом и халькопиритом, но здесь они не рассматриваются.

Таблица 1

Представители высокожелезистых минералов из норильских руд

Окисел	Гранат		Фаялит		Ферриавгит		Биотит		Пумпеллиит		Пренит		Феррогастингсит		Хлорит	
	вес. %	колич. атомов катионов	вес. %	колич. атомов катионов	вес. %	колич. атомов катионов	вес %	колич. атомов катионов	вес. %	колич. атомов катионов	вес. %	колич. атомов. катионов	вес. %	колич. атомов катионов	вес. %	колич. атомов катионов
SiO_2	35,95	2,93		1,00	44,22	1,73	36,20	5,64	34,83	3,00	42,32	3,00	41,5	6,53	28,12	3,06
TiO_2	1,84	0,11			1,85	0,05	2,84	0,32	0,10	—	сл.	—	0,7	0,08	2,62	0,22
Al_2O_3	6,80	0,66			4,02	0,18	13,53	2,48	10,10	1,03	17,79	1,49	9,44	1,76	14,27	2,31
Fe_2O_3	18,92	1,15			6,43	0,19	4,61	0,54	18,05	1,17	8,05	0,43	5,91	0,70	12,85	1,06
FeO	1,79	0,12		1,80	9,87	0,32	21,02	2,74	9,09	0,66	1,77	0,11	24,03	3,16	25,32	2,31
MnO	0,10	—			0,27	0,01	0,56	0,08	0,02	—	сл.	—	0,27	0,02	0,51	0,05
MgO	1,41	0,17		0,20	9,04	0,52	5,18	1,20	0,94	0,11	0,21	—	3,20	0,75	4,41	0,72
CaO	33,18	2,90			22,41	0,92	6,98	0,98	20,50	1,90	25,61	1,95	11,43	1,92	0,35	0,03
Na_2O	—	—			0,97	0,07	1,54	0,46	0,18	0,02	0,03	—	1,63	0,50	0,05	—
K_2O	—	—			0,31	0,01	3,25	0,60	н. о.	—	0,08	—	1,07	0,22	0,07	—
H_2O+	—	—			0,32	—	3,44 (F=0,41)	3,58 (F=0,20)	5,62	(OH)2,00 (H_2O)0,61	4,21	2,00		(OH)2,0	8,66 H_2O= =2,08	7,85
P_2O_5	—	—			0,33	—	0,50		—	—	—	—	—	—	0,44	—
Сумма	99,99		100		100,04		99,90				100,14				99,87	
f, %	70 желез. комп.		90		50		73		64		27		84		83	
N	1,850		Ng=1,851 Np=1,806		Ng=1,740—1,754 Np=1,722—1,730		Ng=1,703		Ng=1,754 Np=1,728		Ng=1,672 Np=1,620		Ng=1,684 Np=1,666		Ng=1,662 Np=1,656	

$2V°$ cNg Цвет в шлифах и плеохроизм	— — От розового до мясо-красного	(—) 51—55 — От бесцветного до слабо-зеленоватого	(+) 72—84 52—58 Ng — желтый Nm — бледно-зеленый Np — травяно-зеленый	(—) малый — Ng — буровато-зеленый Np — желтый до бесцветного	(—) 60—30 5 Ng — желто-коричневый Nm — травяно-зеленый Np — бледно-желтый	(+) 68 — Беспв.	(—) 58—65 20—22 Ng — сине-зеленый Nm — коричневато-зеленый Np — зеленовато-желтый
Сех. абс.	—	—	$Np > Nm > Ng$	$Ng \geqslant Nm > Np$	$Nm \geqslant Ng > Np$	I	$Ng \geqslant Nm > Np$
Источник	Золотухин (1964), обр. 153	Золотухин, 1971	Юдина (1970), обр. 94 (104/42)	Золотухин и др. (1975), обр. 127М	Золотухин и др. (1967), обр. 5	Золотухин и др. (1967), обр. 6	Юдина (1970), обр. 823 (33/115)

$2V°$ cNg Цвет в шлифах и плеохроизм	(—) малый 0 Ng — оливково-зеленый Nm — Np — от светло-желтого до зеленого
Сех. абс.	$Ng \geqslant Nm > Np$
Источник	Рябов (1976), обр. 555М

циаций можно построить мультисистемы (Коржинский, 1957) для условий разных температур (Золотухин и др., 1966) возникновения ассоциаций высокожелезистых минералов, фиксирующих стадию максимального привноса железа. Это условия наиболее высокого уровня железистости, достигаемого метасоматитами, когда происходит образование и сплошных руд. При достижении этой стадии («рудной стадии» постмагматического процесса) железо, как и другие полезные компоненты руд, не должно выноситься, ибо лишь при условии приобретения ими инертности могут быть достигнуты соответствующие высокие его концентрации вплоть до образования сплошных руд. Закономерности, вытекающие из приводимых ниже мультисистем, характеризуют уже не общие тенденции постмагматического минералообразования вообще, что рассматривалось ранее (Золотухин, Рябов, 1972), а особенности самого рудного процесса как рудной стадии в пределах общего постмагматического процесса на примере норильских сульфидных медно-никелевых руд.

Как и в более ранних работах (Золотухин, 1964, 1965, 1973), в качестве наименее подвижных (инертных) компонентов этой стадии мы принимаем SiO_2, Al_2O_3, ΣFe*, подвижных — H_2O, CO_2, S, K_2O, Na_2O, O_2, MgO, CaO, TiO_2, MnO, P_2O_5, CuO (приблизительно в порядке убывания их подвижности). Согласно правилу фаз, при переменных значениях химических потенциалов (μ) двух подвижных компонентов и постоянных T, P и μ остальных подвижных компонентов нонвариантной будет пятиминеральная ассоциация, не считая еще одного, осажденного (вполне подвижного) минерала (Коржинский, 1957).

* Для начала процесса замещения пород рудами, ибо в дальнейшем в зонах локализации сплошных руд все элементы становятся подвижными и рудный минерал из «реакционного» превращается в «осажденный».

Оптические свойства и состав главнейших минералов

Минерал	А. Кварц-полевошпатовые (Кв-Пш)				Б. Клинопироксен-плагиоклазовые		
	Ng	*Np*	2*V*°	*cNg*°	*Ng*	*Np*	2*V*°
Щелочной полевой шпат	1) 1,526—1,529 2) 1,535—1,539	1,518—1,524 1,530—1,525	(—) 60, до (—) 86	—	1) 1,528 2) 1,538	1,522 1,530	—
Плагиоклаз	—	—	—	—	1,542—1,547	1,534—1,540	(—) 72—83
Клинопироксен	1,690—1,723 1,730	1,666—1,700 1,714	+(63—68), до (+) 59	До 48	1,689—1,740	1,662—1,726	(+) 51—60 62—70, до 80—86
Фаялит	—	—	—	—	1,848	1,806	(—) 53—58, до (—)70
Биотит	1) 1,602—1,605 2) 1,614—1,623 3) 1,666	—	(—)малый	—	1,621—1,642	—	(—)малый
Роговая обманка	1,648—1,690, до 1,714	1,634—1,662	90—(—) 76, до (—)72	21—22,5	Зеленая 1,655—1,680 Сине-зеленая 1,696	1,637—1,660 1,683, до 1,691	(+)86—(—)85, до (—)78 (—)малый
Кварц	1,551	1,542	—	—	—		—
Апатит	1,633	1,631	—	—	1,634	1,632	—
Зеленый хлоритоподобный минерал	*Nm*=1,642		(—)малый		1) травяно-зеленый 1,590 2) *Nm*=1,611—1,637	желто-зеленый 1,560	(—)малый

Расчет рассматриваемых шестиминеральных ассоциаций, включающих один из рудных минералов, приводит к построению мультисистем с одной отрицательной степенью свободы, причем стабильными вариантами считаются те, в которых участвует тот или иной пучок, отражающий реально наблюдавшуюся пятиминеральную ассоциацию. К каждому из пронумерованных полей диаграмм приводится треугольная парагенетическая диаграмма, где черные кружки обозначают минералы, участвующие в реакциях.

Соотношение каждого нерудного минерала с одним из рудных дает возможность определить интересующие нас ассоциации с пирротином и халькопиритом, которые рассматриваются ниже.

АССОЦИАЦИЯ С ПИРРОТИНОМ

Совместно с пирротином могут наблюдаться гранат, ферриавгит, биотит, фаялит, плагиоклаз (в среднем 30% Ан), а также в качестве осажденного вполне подвижного минерала ангидрит. Матрица для расчета этой ассоциации и принимаемые составы минералов (кристаллохимические формулы относятся к анализам, приводимым в табл. 1) даются в табл. 3. Расчет моновариантных равновесий по инертным компонентам и уравнивание обеих частей уравнения по подвижным компонентам дает возможность графически изобразить парагенетические взаимоотношения минералов последовательно в различных координа-

Таблица 2

метасоматитов из сплошных норильских руд

(КлП-Пл)	В. Фаялит-плагиоклазовые (Фа-Пл)				Состав по оптическим данным в зонах		
					А	Б	В
					Компоненты, мол. %		
cNg	Ng	Np	$2V°$	$cNg°$			
—	—	—	—	—	1) (80—60) Орт (20—40) Аб 2) (100—93) Аб (0—7) Ан	65Орт35Аб 94Аб6Ан	— —
—	1,544—1,560	1,534—1,553	(+) 85—(—) 83	—	—	(14—22)Ан (86—78)Аб	(15—46)Ан (85—54)Аб
39—43, до 48	1,714	1,696	(+) 51—58, до 72	39, до 49	f=(0—50)	f=(0—60)	$f \geqslant 30$
—	1,851—1,848	1,804—1,806	(—) 51—55	—	—	(10—13)Фо (90—87)Фа	(10—13)Фо (90—87)Фа
—	1)1,606 2)1.680—1,689	—	(—) малый	—	1) $f \sim$ 20—25 $f \sim$ 30—45 $f \sim$ 80	$f \sim$ 35—60	1) —25 2) f —85—100
17—25, до 34	—	—	—	—	$f \sim$ (5—55), до 85	$f \sim$ 15—45	—
12						$f \sim$ 50—60, до 75	
— —	— 1,634	— 1,632	—	—	—	— Фторапатит	—
—	1,664, до 1,680	1,661	(—)малый		$f \sim$65	1) $f \sim$30 $f \sim$ 40—60	$f \sim$ 85, до 100

тах μ подвижных компонентов попарно, принимая μ остальных подвижных компонентов постоянными, а именно, в координатах $\mu\mu$ $Na_2O—K_2O$, $CaO—H_2O$, $CaO—MgO$, $S—O_2$, $O_2—H_2O$, $(Na, K)_2O—H_2O$. Главнейшие закономерности изменения парагенезисов в зависимости от изменения μ указанных подвижных компонентов приводятся ниже. Основные члены моновариантных уравнений обозначены на каждом из лучей диаграмм, и сами полные уравнения здесь не приводятся, ибо соотношения подвижных компонентов фиксируются углами наклона лучей мультисистем (рис. 1, 2). За стабильный принят вариант с участием [Гр] узла, отражающего пятиминеральную реально наблюдаемую ассоциацию. Мультисистемы имеют поля устойчивости двух минералов, шести бинарных и пяти тройных ассоциаций. Кратко охарактеризуем их положение на диаграммах.

Поле устойчивости граната располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu Na_2O$ и H_2O (высокие до умеренных температуры), малых до высоких $\mu\mu K_2O$, MgO и S, высоких μCaO, высоких и умеренных μO_2. В условиях возрастания μNa_2O или падения $\mu\mu CaO$ и O_2 с сопутствующим повышением уровня $\mu\mu K_2O$, MgO, H_2O или снижении μS гранат становится неустойчивым и замещается следующими тройными ассоциациями: КлП, Фа, Пл $\longrightarrow$ КлП, Пл, Пирр $\longrightarrow$ КлП, Пирр, Би $\longrightarrow$ КлП, Би, Фа с последовательной сменой внутри них Фа $\longrightarrow$ Пирр, Пл $\longrightarrow$ Би, Пирр $\longrightarrow$ Фа.

Поле устойчивости биотита занимает область диаграмм с малыми до высоких μNa_2O, с высокими и умеренными $\mu\mu K_2O$, MgO, H_2O (от-

Таблица 3

Матрица и принимаемый состав минералов ассоциации с пирротином из сплошных руд

Минерал	Матрица для инертных компонентов			Кристаллохимическая формула минералов (см. табл. 1)
	Si	Al	ΣFe	
Гранат (Гр)	2,93	0,66	1,27	$Ca_{2,90}Fe^{2+}_{0,12}Mg_{0,17}Al_{0,66}Fe^{3+}_{1,15}Ti_{0,04}[(Si_{2,93}Ti_{0,07})_3O_{12}]$
Фаялит (Фа)	1,0	0	1,8	$(Fe_{1,8}Mg_{0,2})_2SiO_4$
Ферриавгит (КлП)	1,73	0,18	0,51	$Ca_{0,92}Na_{0,07}K_{0,01}Mg_{0,52}Fe^{2+}_{0,32}Fe^{3+}_{0,15}Mn_{0,10}(Ti_{0,05}Al_{0,18}Fe^{3+}_{0,04}Si_{1,73})O_6$
Биотит (Би)	5,64	2,48	3,28	$Na_{0,46}K_{0,60}Ca_{0,98}Me_{1,20}Mn_{0,10}Fe^{2+}_{2,74}Fe^{3+}_{0,54}Ti_{0,32}Al_{0,12}[(OH)_{3,58}A_{0,20}O_{0,22}]_{4,0}(Al_{2,36}Si_{5,64})_{8,0}O_{20}$
Плагиоклаз (Пл) № 30	2,7	1,3	0	$0,3CaAl_2Si_2O_8 \cdot 0,7NaAlSi_3O_8$
Пирротин (Пирр)	0	0	1	FeS
Ангидрит (Ан)	0	0	0	$CaSO_4$

носительно низкие и умеренные температуры), O_2, S и умеренными (до высоких и низких) μCaO. В условиях возрастания μNa_2O, снижения $\mu\mu H_2O$, MgO, O_2 при сопутствующем уменьшении уровня $\mu\mu CaO$, S либо возрастании уровня μK_2O биотит разлагается на следующие тройные ассоциации: Гр, Пл, Пирр → КлП, Пл, Пирр → Фа, Пл, Пирр с последовательной сменой внутри них Гр → КлП → Фа.

Поле устойчивости бинарной ассоциации Фа, Пл располагается в области диаграмм с высокими μNa_2O, малыми и умеренными $\mu\mu K_2O$, CaO, H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), умеренными до высоких μO_2 и низких μS. С повышением μK_2O при снижении μNa_2O ассоциация последовательно замещается следующими бинарными ассоциациями: Пирр, Гр → КлП, Пирр → КлП, Би с замещением внутри них Гр → КлП; Пирр → Би. Поле Фа, Пл частично перекрывается полями устойчивости Би и Гр с образованием соответствующих тройных парагенезисов Фа, Пл, Би и Фа, Пл, Гр.

Поле ассоциации КлП — Пирр занимает область с умеренными $\mu\mu K_2O$, Na_2O, умеренными и высокими $\mu\mu CaO$, MgO, S, малыми и умеренными $\mu\mu H_2O$ и O_2. Поле образует замкнутый треугольник в центральной части диаграммы μNa_2O — μK_2O, отчетливо выклиниваясь в сторону низких μK_2O и максимальных $\mu\mu Na_2O$ и K_2O. Ассоциация КлП, Пирр сменяется при повышении μNa_2O ассоциацией Фа, Пл, при понижении μNa_2O — Фа, Гр, повышении μK_2O — Фа, Би. С возрастанием μO_2 и μH_2O ассоциация замещается Фа, Пл → Фа, Би. Поле ассоциации на диаграмме μCaO—μMgO отчетливо выклинивается в сторону высоких μCaO. С понижением μMgO при сопутствующем снижении μCaO ассоциация Кл, Пирр замещается ассоциациями Фа, Би → Фа, Пл → Гр, Фа с последовательной заменой внутри них Би → Пл → Гр. На диаграмме μO_2 — μS поле ассоциации КлП,

Пирр четко выклинивается в сторону низких μS, причем с понижением уровня μS при увеличении μO_2 ассоциация последовательно замещается Гр, Фа $\longrightarrow$ Фа, Би $\longrightarrow$ Фа, Пл с заменой внутри них Гр $\longrightarrow$ Би $\longrightarrow$ Пл. С увеличением μH_2O (понижением температуры) поле КлП, Пирр отчетливо выклинивается. Поле КлП, Пирр частично перекрывается полями устойчивости Гр и Би, давая тройные ассоциации КлП, Пирр, Гр и КлП, Пирр, Би (см. треугольные диаграммы на рис. 1, 2).

Поле устойчивости ассоциации Гр, Пирр находится в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu K_2O$, Na_2O, MgO, H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), высокими и умеренными $\mu\mu CaO$ и O_2, умеренными μS. Поле выклинивается в сторону высоких $\mu\mu MgO$, Na_2O и K_2O, малых μO_2 и S. При повышении μNa_2O в условиях низкого уровня μK_2O ассоциация Гр, Пирр замещается ассоциацией Фа, Пл, а при высоком уровне μK_2O — Фа, Би.

Поле устойчивости ассоциации Фа — Би занимает область диаграмм с умеренными $\mu\mu Na_2O$, CaO, умеренными до высоких $\mu\mu K_2O$, MgO, O_2, малыми μS. Поле выклинивается в сторону низких $\mu\mu K_2O$, MgO, H_2O, O_2, S. При возрастании μS в порядке возрастания уровня μO_2 ассоциация Фа — Би замещается ассоциациями КлП, Пирр $\longrightarrow$ Гр, Пирр с замещением внутри них КлП $\longrightarrow$ Гр.

Поле ассоциации Фа, Гр располагается в области диаграмм с умеренными $\mu\mu Na_2O$, K_2O, CaO, малыми μMgO, малыми и умеренными $\mu\mu S$ и H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), высокими μO_2.

Поле ассоциации Гр, Пл располагается в области диаграмм с малыми μNa_2O, умеренными до малых $\mu\mu K_2O$, H_2O, MgO, S, высоких μO_2.

Поле тройной ассоциации Пл, КлП, Пирр находится в области с умеренными $\mu\mu Na_2O$, K_2O, CaO, MgO, малыми μH_2O (относительно высокие температуры), малыми и умеренными μO_2 и высокими μS. Поле выклинивается в сторону низких $\mu\mu Na_2O$, S, MgO, высоких $\mu\mu H_2O$, CaO, O_2. С возрастанием μO_2 ассоциация замещается Би, а затем Гр.

Поле ассоциации Фа, Пл, КлП располагается в области диаграмм с умеренными $\mu\mu Na_2O$, MgO, O_2, малыми $\mu\mu K_2O$, CaO, S и H_2O (относительно высокие температуры).

Поле ассоциации Фа, Пл, Пирр находится в области с умеренными $\mu\mu K_2O$, MgO, O_2, S, высокими μNa_2O и малыми CaO и H_2O (относительно высокие температуры).

Поле ассоциации Фа, Би, КлП располагается в области с умеренными $\mu\mu Na_2O$, CaO, MgO, O_2, малыми μS, высокими $\mu\mu K_2O$ и H_2O (относительно низкие температуры).

Поле устойчивости тройной ассоциации Би, КлП, Пирр располагается в области умеренных $\mu\mu Na_2O$, K_2O, CaO, O_2, S, H_2O (умеренные температуры) и высоких μMgO.

Интересно подчеркнуть общие особенности распределения пучков на рассматриваемых диаграммах в зависимости от величины μ подвижных компонентов.

Безгранатовые ассоциации ([Гр] узел) возникают при высоких $\mu\mu Na_2O$, K_2O, MgO, низких $\mu\mu CaO$, O_2, H_2O (относительно высокие температуры). Бесфаялитовые ([Фа]узел) — при умеренных $\mu\mu Na_2O$ и K_2O (для появления фаялита нужны крайние условия, отклоняющиеся от нормальных), высоких $\mu\mu CaO$, MgO, O_2, S, низких μH_2O (относительно высокие температуры). Безбиотитовые ассоциации ([Би]узел) возникают при малых $\mu\mu K_2O$, MgO, H_2O (относительно высокие температуры), умеренных $\mu\mu Na_2O$, O_2, CaO. Бесплагиоклазовые скарновые ассоциации ([Пл]узел) возникают при малых μNa_2O, умеренных $\mu\mu K_2O$, O_2, S, умеренных и высоких μH_2O, беспирротиновые ([Пирр] узел) — при высоких μO_2 и малых μS.

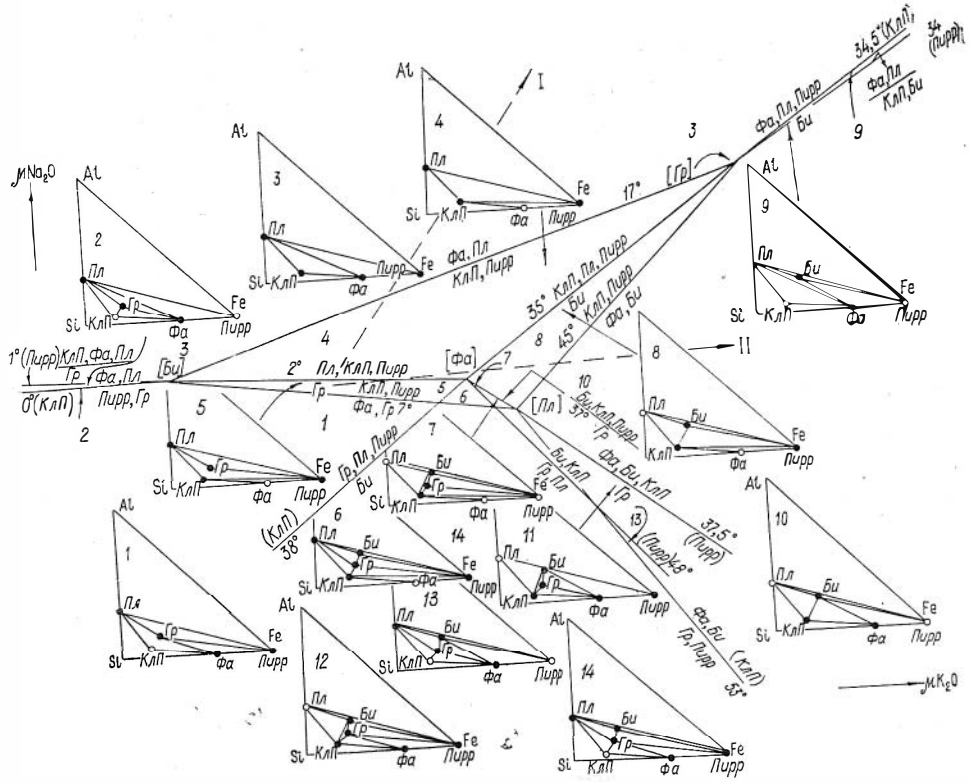
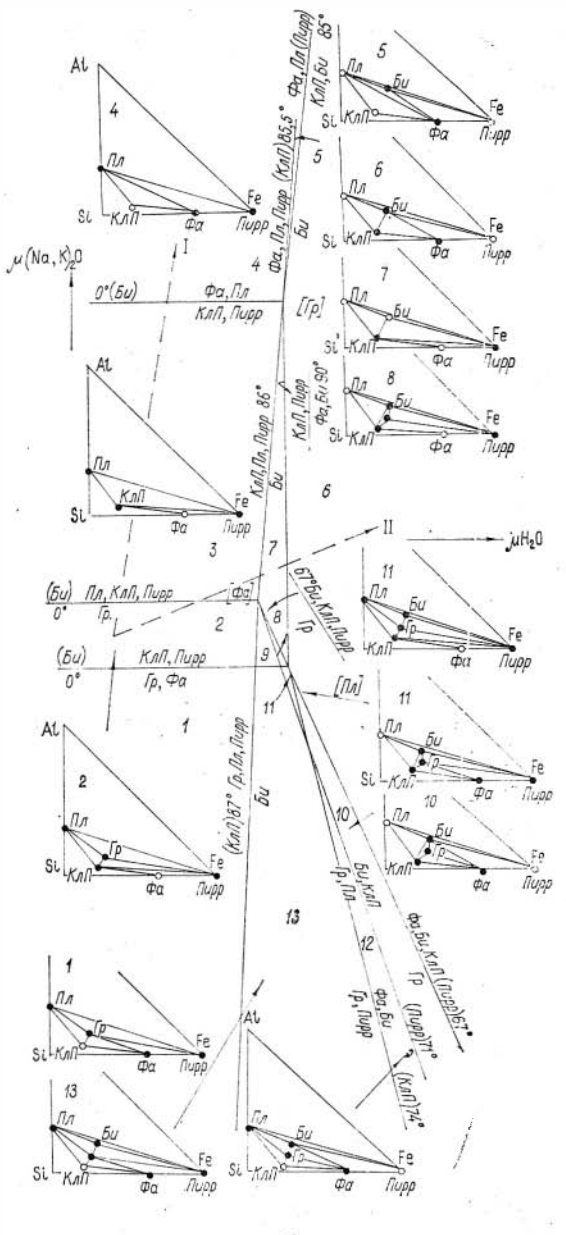


Рис. 1. Мультисистемы μNa_2O—μK_2O и $\mu(Na, K)_2O$—μH_2O для более высокотемпературной ассоциации минералов совместно с пирротином из сплошных руд. (Объяснения в тексте).

Исходя из реально наблюдавшихся ключевых парагенезисов и последовательности их смены в сплошных сульфидных норильских рудах, а также расположения на диаграммах 5 минеральных узлов и полей устойчивости соответствующих бинарных и тройных ассоциаций, можно составить представление о режиме изменения при этом μ подвижных компонентов в рудообразующих постмагматических растворах. Выясняется, что для перехода от прожилковидных сплошных руд без фаялита с участием граната в парагенезисе Пирр, Гр, КлП к массивным сплошным рудам без граната и фаялита с парагенезисом Пл, КлП, Пирр и далее к парагенезису Фа, Пл, Пирр без граната и клинопироксена необходимо общее понижение $\mu\mu CaO$, O_2, S и некоторое повышение $\mu\mu$ щелочей, MgO и H_2O (некоторое относительное понижение температуры). Это направление на диаграммах (см. рис. 1, 2) обозначено эволюционной линией I. Следует заметить, что при этом должно более интенсивно возрастать μNa_2O, чем μK_2O. Обратное соотношение щелочей или даже незначительное снижение μNa_2O (для ассоциации [Пл] узла) приведет к последовательной смене парагенезисов Гр, КлП, Пирр ⟶ Пл, КлП, Пирр ⟶ Би, КлП, Пирр ⟶ Фа, Би, КлП. Эта же смена связана с интенсивным возрастанием $\mu\mu MgO$ и H_2O при менее интенсивном снижении μCaO. К тем же конечным результатам, минуя промежуточный парагенезис Пл, КлП, Пирр, приводит более интенсивное уменьшение μS, чем μO_2 (см. линию II на рис. 1, 2). Интересно отметить аналогичное влияние на образующиеся парагенезисы со стороны μO_2 и μNa_2O. Общая тенденция замещения парагенезисов в сплошных рудах от бесфаялитовых и безбиотитовых ассоциаций к более поздним — безгранатовым и бесплагиоклазовым — очевидна.



АССОЦИАЦИЯ С ХАЛЬКОПИРИТОМ

Совместно с халькопиритом, помимо альбита, могут наблюдаться роговая обманка (феррогастингсит), пумпеллиит, пренит, хлорит, а также в качестве осажденного (вполне подвижного минерала) ангидрит либо кальцит. Матрица для расчета этой ассоциации и принимаемые составы минералов (кристаллохимические формулы относятся к анализам, приводимым в табл. 1) даются в табл. 4. Расчет моновариантных равновесий по инертным компонентам и уравнивание обеих частей уравнения по подвижным компонентам дает возможность графически изобразить парагенетические взаимоотношения последовательно в различных координатах μ подвижных компонентов попарно, принимая μ остальных подвижных компонентов постоянными, а именно, в координатах $\mu\mu Na_2O—K_2O$, $(Na, K)_2O — H_2O$, $CaO — MgO$, $CaO — H_2O$, $O_2 — H_2O$, $O_2—S$, $CuO—H_2O$. Главнейшие закономерности изменения парагенезисов в зависимости от изменения μ указанных подвижных компонентов приводятся ниже. Основные члены моновариантных уравнений обозначены на каждом из лучей диаграмм. Каждому из пронумерованных полей диаграмм отвечает соответствующая треугольная диаграмма. За стабильный принят вариант (рис. 3, 4) с участием [Хл]узла, отражающего пятиминеральную, реально наблюдаемую ассоциацию.

Мультисистемы имеют поле устойчивости пумпеллиита, а также поля устойчивости некоторых бинарных и тройных ассоциаций, кратко характеризуемых ниже.

Поле устойчивости пумпеллиита располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu Na_2O$, K_2O, S, CuO, высокими и умеренными $\mu\mu CaO$, O_2 и H_2O (относительно низкие и умеренные темпе-

ратуры), малыми до высоких μMgO. Поле Пум расширяется в сторону высоких $\mu\mu H_2O$, CaO, O_2 и выклинивается в сторону высоких $\mu\mu$ щелочей, S, CuO и MgO. С увеличением μCaO при сопутствующем возрастании MgO Пум разлагается на следующие тройные ассоциации: Аб, Пр, Хп ⟶ Амф, Пр, Хп ⟶ Амф, Пр, Хл с последовательной заменой внутри них Аб ⟶ Амф; Хп ⟶ Хл. Подобная последовательность име-

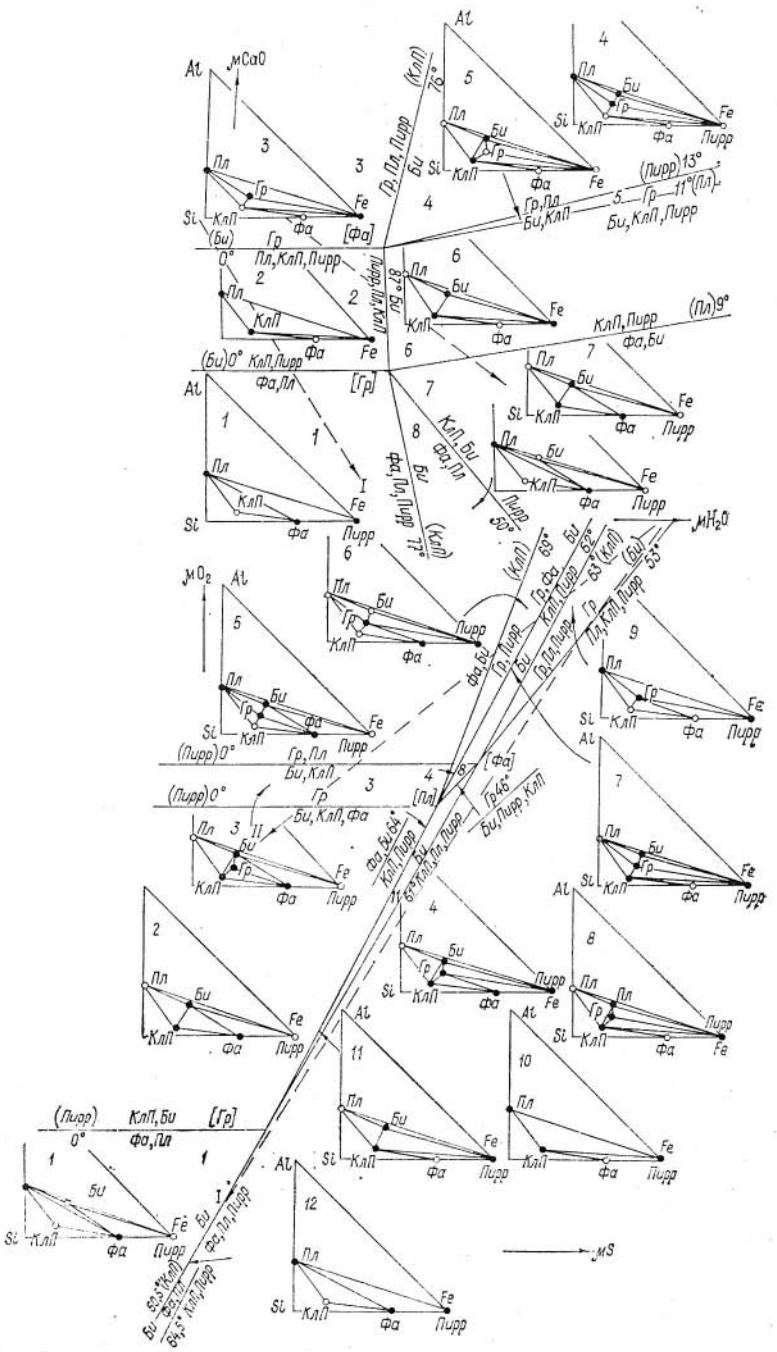
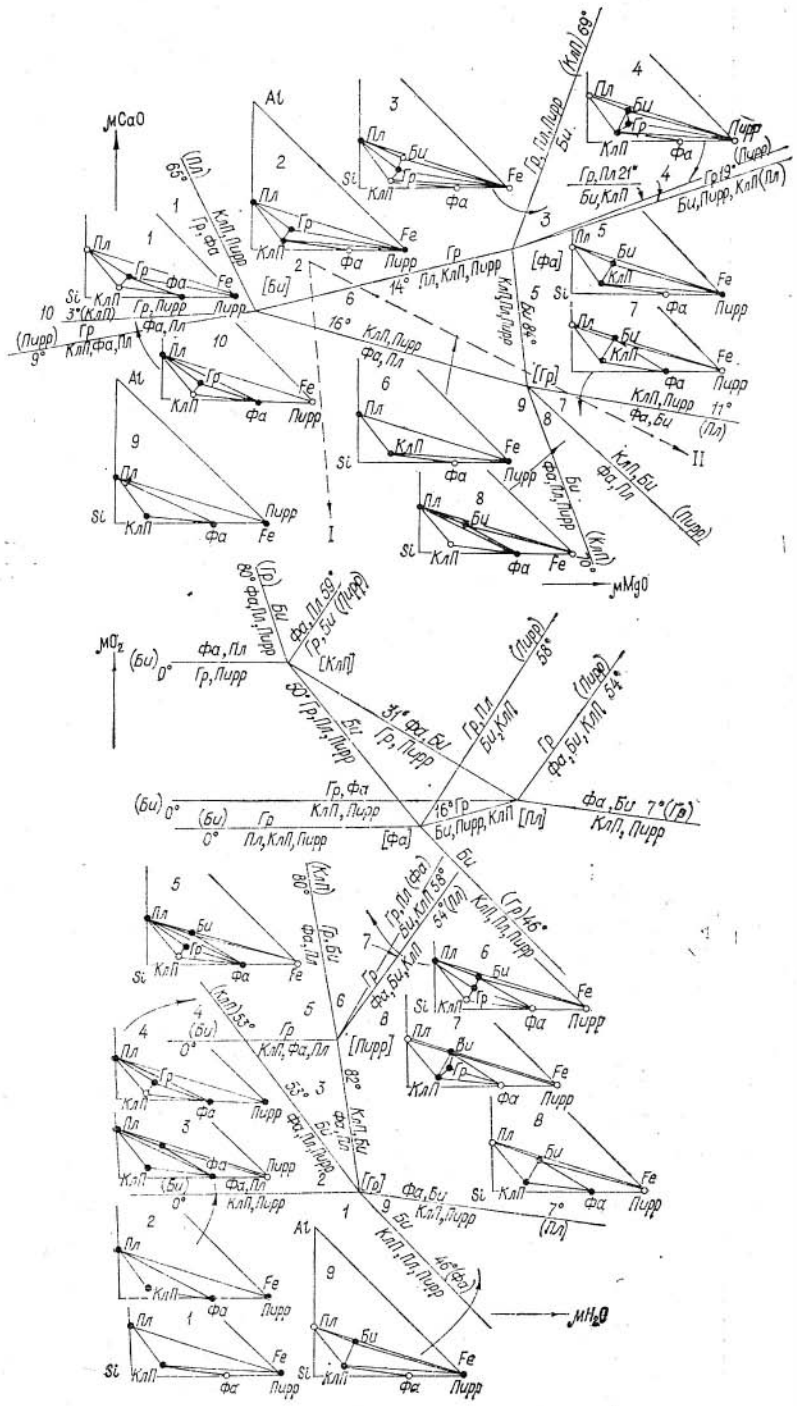


Рис. 2. Мультисистемы $\mu CaO—\mu H_2O$, $\mu CaO—\mu MgO$, $\mu O_2—\mu H_2O$ высокотемпературной ассоциации минералов совместно

ется и при возрастании $\mu\mu Na_2O$ и K_2O, а также при уменьшении μH_2O в условиях снижающегося уровня μCuO. Обратная этой последовательность замещения имеет место при понижении μO_2 в условиях понижающегося уровня μS. Частичное совмещение на диаграмме поля устойчи-



(стабильный и метастабильный варианты), μO_2—μS для более с пирротином из сплошных руд (объяснения в тексте).

Таблица 4

Матрица и принимаемый состав минералов ассоциации с халькопиритом из сплошных руд

Минерал	Матрица для инертных компонентов			Кристаллохимическая формула минералов (см. табл. 1)
	Si	Al	ΣFe	
Альбит (Аб)	3	1	0	$NaAlSi_3O_8$
Феррогастингсит (Амф)	6,53	1,76	3,86	$Na_{0,5}K_{0,22}Ca_{1,92}Mg_{0,75}Fe^{2+}_{3,16}Fe^{3+}_{0,7}Ti_{0,08}Mn_{0,02}Al_{0,29}(OH)_2(Al_{1,47}Si_{6,53})_8O_{22}$
Пумпеллиит (Пум)	3	1,03	1,83	$Na_{0,02}Ca_{1,90}Fe^{2+}_{0,66}Mg_{0,11}Al_{1,03}Fe^{3+}_{1,17}(OH)_2(Si_2O_7)\cdot(SiO_4)\cdot 0,61H_2O$
Пренит (Пр)	3,01	1,49	0,54	$Ca_{1,95}Fe^{2+}_{0,11}Al_{0,50}Fe^{3+}_{0,43}(OH)_2Al_{0,99}Si_{3,01}O_{10}$
Хлорит (Хл)	3,06	2,31	3,37	$Ca_{0,03}Mn_{0,05}Fe^{2+}_{2,31}Mg_{0,72}Fe^{3+}_{1,06}Al_{1,37}Ti_{0,22}\|(OH)_{7,85}O_{0,15}\|(Si_{3,06}Al_{0,94})O_{10}$
Халькопирит (Хп)	0	0	1	$CuFeS_2$
Ангидрит (Ан)	0	0	0	$CaSO_4$
или кальцит (Ка)				$CaCO_3$

вости Пум с полями устойчивости ряда бинарных парагенезисов приводит к устойчивости в их пределах соответствующих тройных парагенезисов, например, Аб, Пр, Пум; Амф, Пр, Пум; Амф, Хл, Пум; Пр, Хп, Пум; Аб, Хл, Пум.

Поле устойчивости бинарного парагенезиса Аб, Хп располагается в области диаграмм умеренных и высоких μNa_2O, малых и умеренных $\mu\mu K_2O$, CaO, MgO, O_2 и H_2O (относительно высокие и умеренные температуры) и высоких $\mu\mu S$ и CuO. Поле Аб, Хп выклинивается в сторону высоких $\mu\mu H_2O$, MgO, CaO, O_2, K_2O и расширяется в сторону высоких $\mu\mu S$, CuO, Na_2O. Частичное совмещение поля Аб, Хп с полями устойчивости Пум, а также бинарных ассоциаций Хп, Пр; Аб, Хл приводит к устойчивости здесь соответствующих тройных ассоциаций: Аб, Хп, Пум; Аб, Хп, Пр и Аб, Хп, Хл и т. д. Интересно заметить, что в перечисленной последовательности смена парагенезисов имеет место при понижении μCaO при относительно постоянном либо слабо возрастающем μH_2O (снижении температуры).

Поле устойчивости ассоциации Пр, Хп располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu Na_2O$, K_2O, MgO, O_2 и H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), умеренными и высокими $\mu\mu CaO$, S и CuO. Поле выклинивается в сторону высоких $\mu\mu MgO$, H_2O (относительно низких температур), O_2, щелочей и расширяется в сторону высоких $\mu\mu CaO$, CuO, S. Частичное совмещение ряда полей бинарных ассоциаций делает устойчивыми здесь соответствующие тройные парагенезисы с участием Пр и Хп (см. треугольные диаграммы на рис. 3, 4).

Поле устойчивости ассоциации Амф, Пр располагает-

ся в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu Na_2O$, O_2, S, CuO и H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), высокими и умеренными $\mu\mu K_2O$, CaO, MgO. Поле выклинивается в сторону высоких $\mu\mu H_2O$ (низкие температуры), CaO, O_2, S, Na_2O и CuO и расширяется в сторону высоких $\mu\mu K_2O$ и MgO. Частичное совмещение поля Амф, Пр с полями Пум и бинарных ассоциаций Амф, Хл; Пр, Хп; Пум, Хл делает устойчивыми целый ряд тройных парагенезисов с участием Амф и Пр (см. треугольные диаграммы на рис. 3, 4).

Поле устойчивости ассоциации Аб, Хл располагается в области диаграмм с высокими μNa_2O, низкими и умеренными μCaO, умеренными и высокими $\mu\mu K_2O$, MgO, H_2O (умеренные и низкие температуры). Поле устойчивости Аб, Хл расширяется в сторону высоких μH_2O (низкие температуры), MgO, Na_2O и выклинивается в сторону повышения $\mu\mu CaO$, K_2O. Частичное совмещение поля Аб, Хл с полями устойчивости Пум и бинарных ассоциаций Аб, Хп; Амф, Хл делает устойчивыми соответствующие трехминеральные парагенезисы с участием Аб и Хл (см. треугольные диаграммы на рис. 3, 4).

Поле устойчивости ассоциации Амф, Хл располагается в области диаграмм с умеренными $\mu\mu Na_2O$, CaO, O_2, умеренными и высокими μMgO и H_2O, высокими μK_2O и малыми $\mu\mu S$ и CuO. Поле выклинивается в сторону высоких $\mu\mu CaO$, O_2, S, CuO, расширяется в сторону высоких $\mu\mu MgO$, K_2O и H_2O. Частичное совмещение поля Амф, Хл с полями Пум и ассоциаций Амф, Пр; Аб, Хл делает устойчивыми здесь ряд тройных парагенезисов с участием Амф и Хп (см. треугольные диаграммы на рис. 3, 4).

Поле устойчивости ассоциации Аб, Пум располагается в области с высокими $\mu\mu O_2$, CaO, высокими и умеренными $\mu\mu MgO$ и H_2O (относительно низкие и умеренные температуры), умеренными μNa_2O, низкими и умеренными μS, CuO и малыми μK_2O. Поле расширяется в стороны высоких $\mu\mu H_2O$ (низких температур), CaO, K_2O, MgO и O_2 и выклинивается в сторону высоких $\mu\mu S$ и CuO. Частичное совмещение поля Аб, Пум с полями ассоциаций Пр, Хп; Аб, Хп; Пум, Хл; Амф, Хл делает устойчивым ряд тройных парагенезисов с участием Аб и Пум (см. треугольные диаграммы на рис. 3 и 4).

Поле устойчивости ассоциации Амф, Пум располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu Na_2O$, K_2O, S и CuO, умеренными и высокими $\mu\mu CaO$, MgO, O_2 и H_2O (умеренные и низкие температуры). Поле выклинивается в сторону высоких $\mu\mu MgO$, CuO, S, щелочей и расширяется в сторону высоких $\mu\mu H_2O$ (низкие температуры), CaO, O_2. Поле перекрывается теми же полями устойчивости бинарных ассоциаций, что и поле Пум, за исключением поля Аб, Хп. Тройные ассоциации с участием Амф и Пум представлены на треугольных диаграммах рис. 3, 4.

На диаграммах проявляется также несколько полей устойчивости тройных ассоциаций, из которых рассмотрим следующие.

Поле устойчивости ассоциации Амф, Пр, Хп располагается в области диаграмм с умеренными $\mu\mu Na_2O$, K_2O, CaO, MgO, S и CuO, малыми $\mu\mu O_2$ и H_2O (относительно высокой температуры). Поле выклинивается в направлении высоких $\mu\mu O_2$, H_2O (низкие температуры), CaO, MgO, CuO и несколько расширяется в сторону высоких μK_2O. С возрастанием $\mu\mu CaO$, CuO, S и щелочей и снижением $\mu\mu H_2O$, O_2, MgO ассоциация замещается Пум.

Поле устойчивости ассоциации Аб, Пр, Хп располагается в области диаграмм с малыми и умеренными $\mu\mu K_2O$, O_2 и H_2O (относительно высокие и умеренные температуры), умеренными $\mu\mu Na_2O$, CaO, малыми μMgO и высокими $\mu\mu S$ и CuO. Поле устойчивости ассоциации выклинивается в сторону высоких μH_2O (низких температур), CaO, MgO,

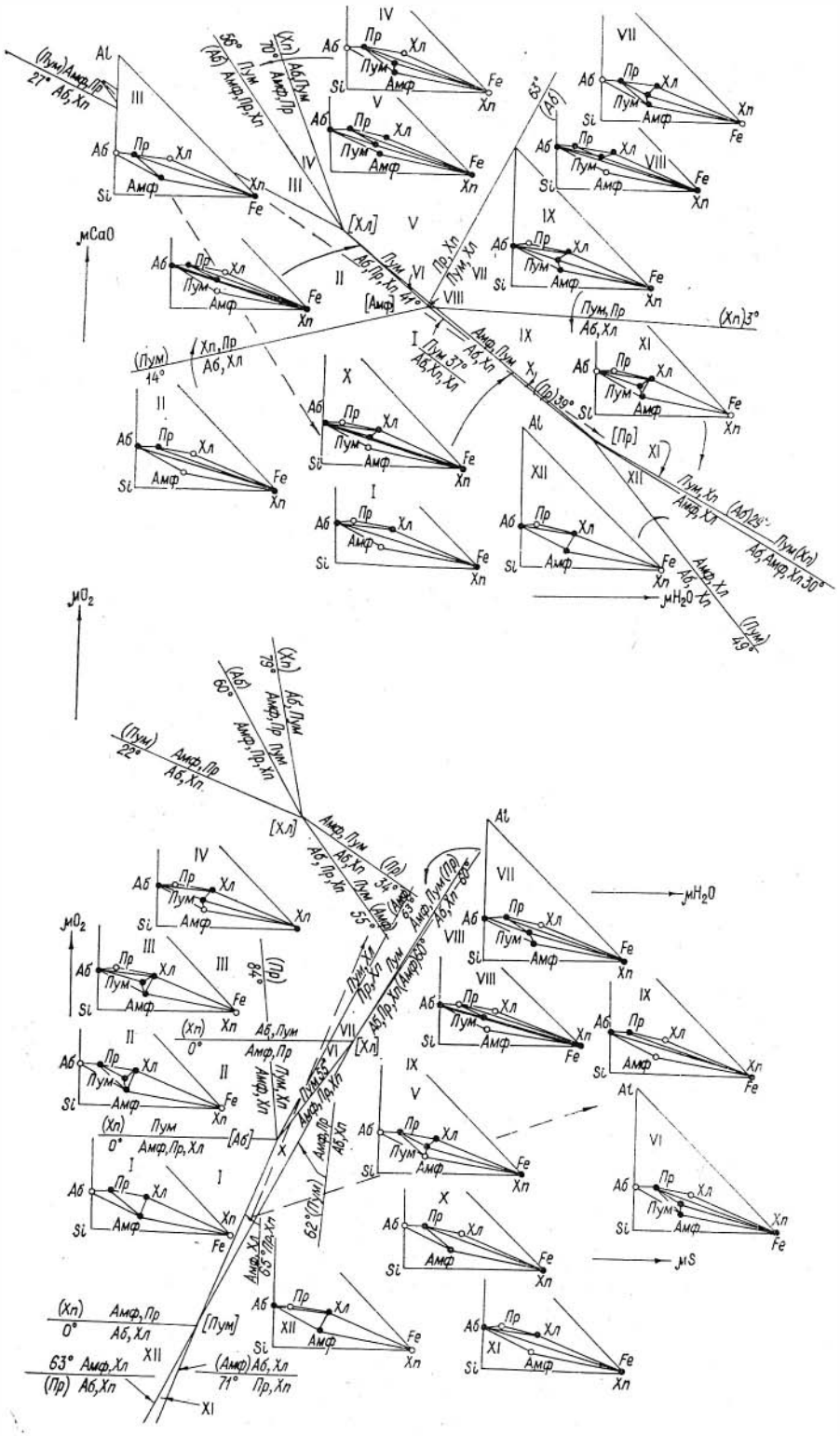
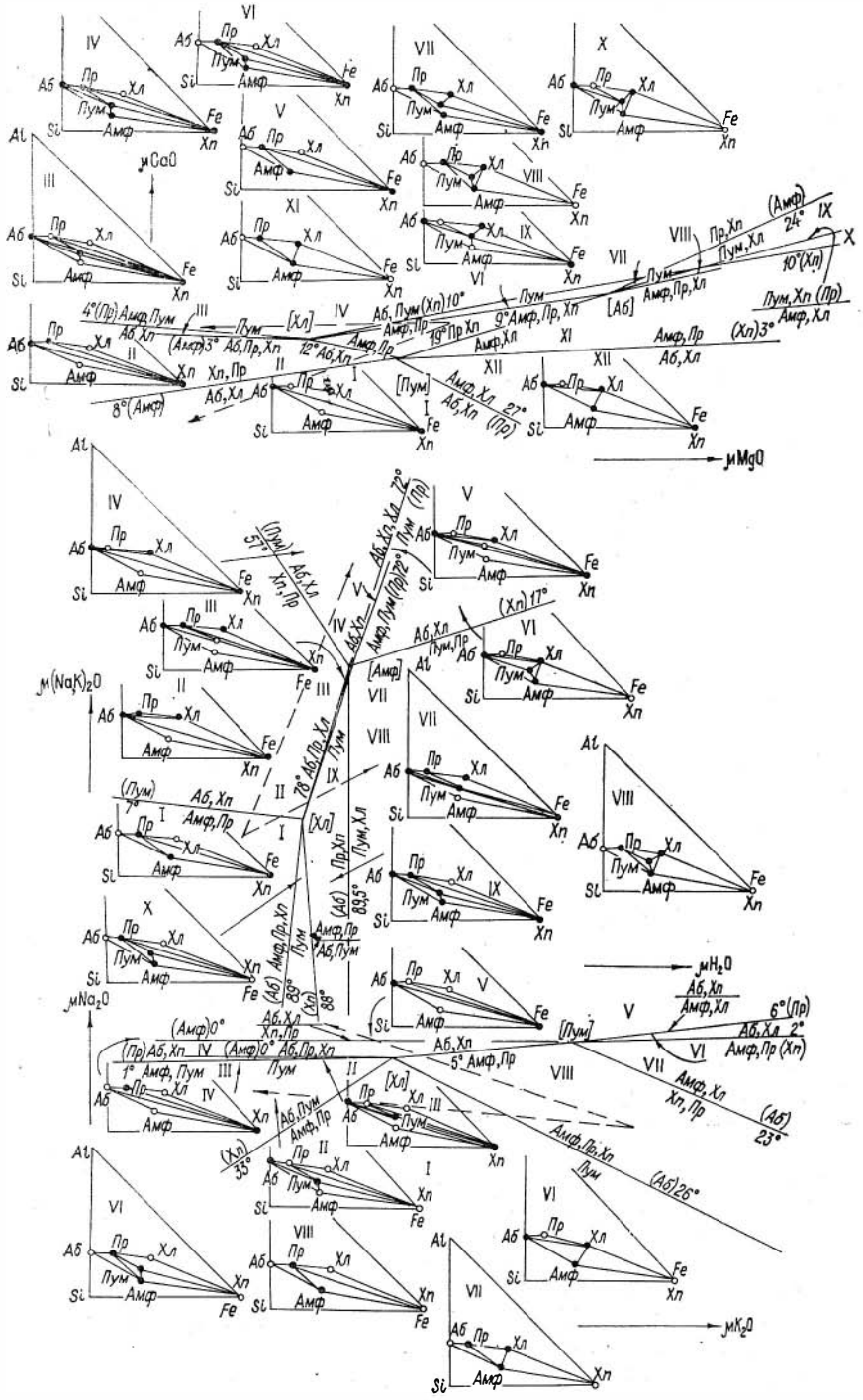


Рис. 3. Мультисистемы $\mu Na_2O—K_2O$, $\mu(Na, K)_2, O—\mu H_2O$, $\mu CaO—\mu H_2O$, для менее высокотемпературной ассоциации минералов



$\mu CaO - \mu MgO$, $\mu O_2 - \mu S$ и диаграмма [Хл] узла в координатах $\mu O_2 - \mu H_2O$ совместно с халькопиритом. (Объяснения в тексте.)

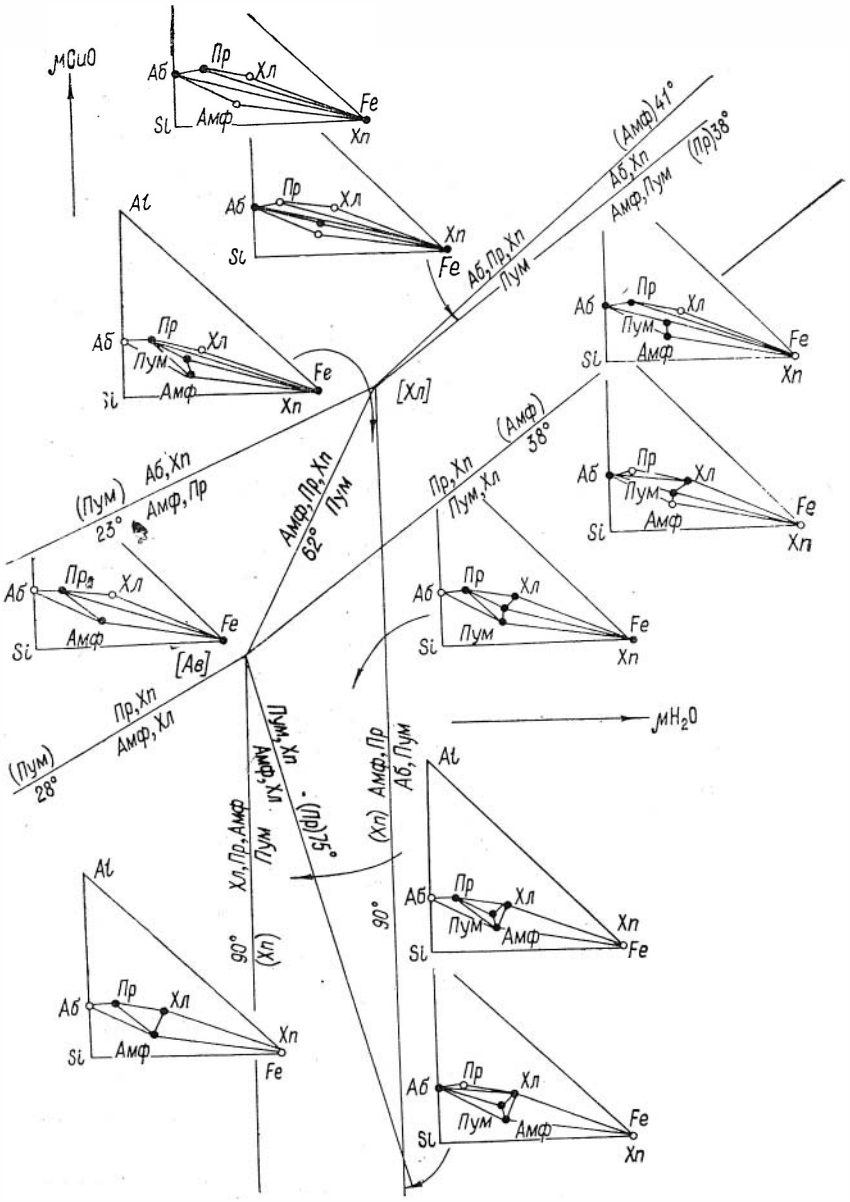


Рис. 4. Мультисистема μCuO—μH_2O для менее высокотемпературной ассоциации минералов совместно с халькопиритом (объяснения в тексте).

O_2, K_2O и расширяется в сторону высоких μμS и CuO. С возрастанием μCaO, CuO, S, Na_2O и снижением μμH_2O, O_2, MgO ассоциация замещается Пум.

Прокомментируем общие особенности распределения пучков (а также соответствующих лучей) на диаграммах (рис. 3, 4) в зависимости от величины μ подвижных компонентов.

Бесхлоритовые ассоциации ([Хл] узел) возникают при высоких μμCaO, O_2, CuO и низких μμH_2O (относительно высокие температуры), MgO, щелочей; безамфиболовые [Амф] узел) — при высоких μ щелочей и умеренных μμCaO и H_2O (умеренные температуры). Безальбитовые ассоциации ([Аб] узел) образуются при высоких μμMgO и

CaO, умеренных $\mu\mu S$, O_2, H_2O (умеренные температуры) и CuO, низких μ щелочей; беспумпеллиитовые — при высоких μK_2O, умеренных $\mu\mu MgO$, CuO и S, низких $\mu\mu CaO$, O_2, H_2O (относительно высокие температуры). Беспренитовые ассоциации образуются при больших μ щелочей. H_2O (низкие температуры), малых μCaO; бесхалькопиритовые ((Хп) лучи) — при умеренных и высоких μH_2O (умеренные и низкие температуры), высоких μMgO, малых $\mu\mu S$ и CuO.

Исходя из реально наблюдавшихся ключевых парагенезисов и последовательности их смены в норильских рудах, а также расположения на диаграммах 5 минеральных узлов и полей устойчивости соответствующих бинарных и тройных ассоциаций, можно составить представление о режимах изменения при этом μ подвижных компонентов в рудообразующих постмагматических растворах на этапе массового образования халькопирита.

С повышением μH_2O (падением температуры) имеет место следующая смена парагенезисов: Амф, Пр $\longrightarrow$ Хп, Пр $\longrightarrow$ Аб, Хл и Амф, Пр $\longrightarrow$ $\longrightarrow$ Аб, Хп. Направление такой смены отвечает направлению общей вытянутости мультисистемы $\mu CaO - \mu H_2O$ от [Хл] через [Амф] к [Пр] узлу с падением $\mu\mu CaO$, K_2O, MgO и возрастанием $\mu\mu H_2O$ (понижение температуры), Na_2O, S, CuO и O_2 (для пумпеллиитсодержащих парагенезисов). Наиболее вероятные направления изменения μ подвижных компонентов обозначены на диаграммах (см. рис. 3, 4) стрелками. Интересно подчеркнуть наибольшую температурность в пределах рассматриваемой стадии ключевой парагенетической ассоциации [Хл] узла и наименьшую температурность [Пр] узла. Отсюда следует, что парагенезисы с Пр и, в частности, интересующий нас парагенезис Пр, Хп не являются низкотемпературными. Для них требуются умеренные и относительно высокие температуры, что объясняет также наблюдавшиеся «промежуточные» между рассматриваемыми двумя группами диаграмм парагенезисы Пр с ферриавгитом, гранатом и биотитом. С другой стороны, несомненно, что при относительно наибольшей температуре в пределах стадии с участием халькопирита хлорит не участвует в парагенезисах, а появляется в них лишь при умеренных и относительно низких температурах.

В частности, парагенезис Хл, Аб, характеризующий поздние альбититы, типа адинол и спилозитов (в том числе оруденелые их разности — парагенезис Хл, Аб, Хп), требует умеренных температур, а разности с Пум (парагенезис Аб, Хл, Пум) и Амф (парагенезис Аб, Хл, Амф) — более низких и самых низких температур (более высоких μH_2O).

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Резюмируя сказанное выше, можно отметить следующее. Существует мнение, что метасоматические образования типа известковых скарнов (с Гр, КлП, Пр и т. д.), обнаруживаемые в рудах, не могут быть прямым поисковым признаком на это оруденение (см., например, Юдина, 1965), поскольку метасоматиты обычного типа широко развиты и в безрудных интрузиях. Этот довод нельзя, однако, применить к высокожелезистым метасоматитам. Анализируя приведенные здесь материалы, можно сделать вывод о том, что качественно парагенезисы минералов обычной железистости не отличаются или мало отличаются от высокожелезистых, будучи аналогом их частного случая, а именно, парагенезисов бесфаялитовых пучков. Это указывает на один и тот же, в принципе, механизм образования рудных и безрудных метасоматитов. Количественные же отличия в их составе, несомненно, фиксируют

достигнутый уровень концентрации постмагматическими растворами прежде всего железа, а также других рудных компонентов. Для высокожелезистых нерудных минералов из сплошных руд этот уровень максимален, в то время как для метасоматитов обычной железистости он заметно ниже.

Можно думать также, что в постмагматических растворах рудоносных интрузий кислотно-основная эволюция выражена более резко и заходит заметно дальше в сторону кислой области по сравнению с таковыми нерудоносных интрузий. Это, в свою очередь, согласно Д. С. Коржинскому (1956), приводит к более интенсивному увеличению активности слабых оснований (в том числе рудных элементов) со снижением их подвижности и к увеличению подвижности (снижению активности) более сильных оснований. Стадия кислотного выщелачивания в среде основных и ультраосновных пород, как указывал Д. С. Коржинский (1953, 1955), не доходит до образования вторичных кварцитов, как в гранитоидах (когда большинство элементов приобретает подвижность), а завершается лишь последовательным формированием титаномагнетитового, магнетитового и сульфидного медно-никелевого оруденения. Таким образом, рудоносность или безрудность интрузии, очевидно, определяется прежде всего содержанием в растворах кислотных компонентов, определяющих, с одной стороны, возникновение в растворах «волны кислотности», по Д. С. Коржинскому (1966), а с другой стороны, очень вероятное участие в переносе главнейших рудных компонентов в виде ацидокомплексных соединений (Денискина, Калинин, 1966; Золотухин, 1971), при разложении которых должна несколько возрастать концентрация (и активность) свободных щелочей, рудных компонентов и в еще большей мере кислотных компонентов. По-видимому, этим объясняется и некоторое возрастание активности щелочей (во всяком случае, натрия) при формировании высокожелезистых метасоматитов в стадию возникновения сплошных сульфидных руд (см. рис. 1) на фоне общей тенденции к понижению активности щелочей от ранней щелочной стадии к стадии кислотного выщелачивания постмагматического процесса.

Количество летучих, и в частности кислотных компонентов, жестко связывается, с одной стороны, со степенью дифференцированности трапповой интрузии (накопление летучих компонентов до значительных количеств в поздних дифференциатах), с другой стороны — с проявлением в дифференцированных интрузиях поздних основных пегматоидов — основного концентратора летучих и в дальнейшем генератора постмагматических растворов (Золотухин, 1964). В недифференцированных трапповых интрузиях, напротив, имеет место относительно равномерное рассеяние этих компонентов при кристаллизации магмы. Интересно подчеркнуть, что даже в этих интрузиях в случае присутствия в них пегматоидных тел и прожилков в последних отмечается вкрапленность рудных минералов, в том числе сульфидов. По нашим представлениям (Золотухин, 1964, 1971_2; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др. 1975), развитие поздних основных пегматоидов в дифференцированных трапповых интрузиях — решающий фактор рудоносности этих интрузий.

Рудная стадия метасоматоза, как вытекает из изложенного,— это часть общего постмагматического процесса, возможная лишь в благоприятной обстановке, способствующей крайним отклонениям от обычной кислотности растворов в стадию кислотного выщелачивания. Естественно, высокожелезистые постмагматические нерудные минералы также возникают в эту стадию и, входя в рудный парагенезис, являются несомненными «околорудными изменениями», имеющими важное поисковое значение. В то же время их существование еще раз доказывает метасоматическую природу самого сульфидного оруденения норильского типа.

Выводы

1. Помимо нерудных метасоматических минералов нормальной железистости, сопровождающих оруденение в интрузиях норильского типа, в последнее время выявлен ряд аналогичных метасоматических минералов, но со специфической высокой железистостью, чаще всего в сплошных сульфидных рудах. К ним относятся гранат, клинопироксен, биотит. Здесь же развит фаялит. В рудах обнаружены высокожелезистые хлорит, феррогастингсит, пренит, пумпеллиит.

2. По принципу преимущественной ассоциации таких минералов с пирротином или халькопиритом выделяются крайние по температурности ассоциации: а) более высокотемпературная, сопровождающая пирротин, и б) менее высокотемпературная, сопровождающая халькопирит. Есть, конечно, и промежуточные ассоциации, например парагенезисы Гр, КлП с Хп, Пр и т. д., которые здесь не рассматривались.

3. Появление указанных парагенетических ассоциаций с пирротином сопровождается общим понижением $\mu\mu CaO$, O_2 и некоторым повышением $\mu\mu$ щелочей, MgO и H_2O (понижение температуры), что фиксирует последовательный переход от бесфаялитовых и безбиотитовых ассоциаций к несколько более поздним безгранатовым и бесплагиоклазовым ассоциациям. Образование парагенетических ассоциаций с халькопиритом сопровождается понижением $\mu\mu CaO$, MgO, K_2O и некоторым возрастанием $\mu\mu H_2O$ (понижение температуры), Na_2O, S, CuO и O_2 (особенно заметно в пумпеллиитсодержащих парагенезисах), что отвечает последовательному замещению бесхлоритовых безамфиболовыми и далее беспренитовыми парагенезисами.

4. Возникновение ассоциаций высокожелезистых нерудных минералов совместно с сульфидами фиксирует достижение высокого уровня привноса железа в породы на стадии интенсивного рудообразования. Эта стадия — часть общего постмагматического процесса. Интенсивность ее проявления (от значительной до исчезающе малой) имеет результатом возникновение или отсутствие в интрузиях оруденения. Основная причина возникновения оруденения — по-видимому, аномальные отклонения в ходе эволюции кислотности постмагматических растворов в более кислую область, чем обычно для стадии «кислотного выщелачивания» в среде основных и ультраосновных пород (Коржинский, 1953, 1955). Это связывается как с обогащением летучими (в том числе ангидритами сильных кислот) поздних дифференциатов трапповых интрузий в процессе их дифференциации, так и с поздними основными пегматоидами, служащими для летучих коллекторами, генераторами постмагматических растворов, а также тепловыми флюидопроводниками для глубинных порций растворов.

5. Генетическая связь высокожелезистых нерудных метасоматических минералов с рудами, с одной стороны, еще раз доказывает метасоматическую природу самого сульфидного оруденения норильского типа, а с другой, позволяет расценивать их как несомненные «околорудные изменения», имеющие важное поисковое значение.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Ю. Р., Гулецкая Э. С., Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Рябов В. В. Сопоставление серий флогопит — биотит из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского и Норильского районов.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 29—38.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О метасоматитах интрузива Макус (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 187—210.

Генкин А. Д., Васильева В. В., Яковлевская Т. Я. Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 2, с. 100—108.

Денискина Н. Д., Калинин Д. В. Гидротермальный синтез комплексных фторидов железа.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 96—101.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., «Наука», 1964_1, с. 176.

Золотухин В. В. Об инфильтрационно-метасоматической зональности в экзоконтактовых «брекчиевых рудах» Норильска.— «Докл. АН СССР», 1964_2, т. 154, вып. 1, с. 114—117.

Золотухин В. В. О реакционных образованиях в рудах Норильска.— В кн.: Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. М., «Наука», 1964_3, с. 225—232.

Золотухин В. В. Минералогия реакционных образований в рудах Норильска.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 3. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 129—177.

Золотухин В. В. О находке фаялитсодержащих метасоматитов в рудах Норильска.— «Докл. АН СССР», 1971_1, т. 198, вып. 3, с. 692—695.

Золотухин В. В. О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых руд в свете новых данных.— «Геол. и геофиз.», 1971_2, № 9, с. 12—22.

Золотухин В. В. О реликтах метасоматической зональности в сплошных сульфидных рудах Норильска и Талнаха.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 3, с. 678—681.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. О скарнах Норильска.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 2. Новосибирск, 1964, с. 209—279.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. Высокожелезистая разновидность пренита и новая диаграмма для пренита.— «Докл. АН СССР», 1965_1, т. 164, вып. 6, с. 1390—1393.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. О высокожелезистом пумпеллиите (лотрите) из Норильского района и новой диаграмме для пумпеллиита.— «Докл. АН СССР», 1965_2, т. 165, вып. 5, с. 1156—1159.

Золотухин В. В., Серебрянников А. М., Зюзин Н. И., Васильев Ю. Р. О температурах образования пирротинов и находке троилита в некоторых трапповых интрузиях.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 77—87.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Смекалин А. Г., Бакуменко И. Г. О бабингтонит-пренит-пумпеллиитовой парагенетической ассоциации в метасоматитах Норильска.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 5. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 218—251.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности механизма образования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Об условиях образования среднетемпературных метасоматитов интрузии Макус (СЗ Сибирской платформы) в связи с проблемой генезиса околорудных альбититов.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 6, с. 12—22.

Золотухин В. В., Рябов В. В. Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах (СЗ Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Изд-во АН СССР, 1972, с. 218—269.

Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии и метаморфические изменения, с нею связанные. Новосибирск, «Наука», 1975.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, 1955, с. 335—456.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при постмагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—11.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 183 с.

Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 429—432.

Рябов В. В. Некоторые особенности минералогии метасоматитов из ореола Талнахской дифференцированной рудоносной интрузии (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 107—147.

Рябов В. В., Корнева Т. А. Некоторые вопросы минералогии хлоритов и хлоритоподобных минералов Норильского района. См. наст. сборник.

Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район).— В кн.: Соотношения магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 112—175.

Юдина В. В. Известковые скарноиды центральной и юго-восточной частей Талнахского месторождения и особенности их зональности.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 143—178.

В. В. РЯБОВ

МАГНЕТИТЫ ИЗ МЕТАСОМАТИТОВ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

На Сибирской платформе известны разнообразные месторождения полезных ископаемых, связанных с трапповым магматизмом. Северо-запад Сибирской платформы представляет развитую медно-никелевую провинцию. Здесь, кроме того, широко развита магнетитовая минерализация, нередко достигающая рудных концентраций (Урванцев, 1959). Пример тому — магнетитовое месторождение Макус (Васильев, Золотухин, 1970), многочисленные магнетитовые рудопроявления, связанные с трубками взрыва, скопление магнетита, ассоциирующего с сульфидами (Елисеев, 1959; и др.) и известковыми скарноидами (Годлевский, Юдина, 1967). Настоящее сообщение посвящается характеристике на примере Талнахского рудного узла метасоматического типа магнетитовой минерализации, связанной с дифференцированными трапповыми интрузиями.

Как известно, Талнахская рудоносная дифференцированная трапповая интрузия — уникальное магматическое образование. Интрузия дифференцирована снизу вверх по разрезу от пикритовых до безоливиновых габбро-долеритов с проявлением основных пегматоидов и гибридно-метасоматических пород. С нею пространственно и генетически связаны два крупнейших месторождения сульфидных медно-никелевых руд: собственно Талнахское и Октябрьское. Первое локализуется в терригенных отложениях тунгусской серии, второе — в карбонатно-глинистых сульфатоносных осадках девона. Метаморфические породы различного состава широким шлейфом обрамляют интрузив и по системе трещин развиваются по самому магматическому телу, образуя метасоматические псевдобрекчии и в ряде случаев — поля метасоматитов. Ранние метасоматиты еще несут черты, унаследованные от вмещающих пород, но в поздних в результате конвергенции метасоматического процесса характер субстрата определить уже невозможно.

Сульфидное оруденение проявляется главным образом в виде вкрапленных руд в интрузиве и сплошных жильных тел в его подошве. Иногда, особенно широко это развито в Октябрьском месторождении, руды изменяют свой обычный горизонт локализации и секут магматическое тело, поднимаясь от подошвы к его кровле. Здесь наиболее отчетлив метасоматический характер оруденения: наряду с однородными сплошными рудами часто встречаются брекчиевидные, где обломки вмещающих пород (габбро-долеритов и метасоматитов) цементируются рудами, а прожилки последних сопровождаются облаком сульфидной вкрапленности в породах экзоконтакта. В этом случае сульфидам сопутствуют нерудные метасоматические минералы-новообразования, а богатые руд-

ные концентрации приурочены к интенсивно метасоматически переработанным зонам.

Наблюдаются также сульфидные жилы без видимых метасоматических изменений пород экзоконтакта — так называемые «жилы внедрения». Об этом своеобразном типе жил и возможном механизме их формирования сказано в одной из статей данного сборника.

Магнетитовая минерализация в Талнахском рудном узле пользуется широким распространением и связана с магматическими породами, метасоматическими образованиями и сульфидными рудами. Представляется возможным выделить два основных, наиболее широко развитых типа магнетитов: позднемагматический и метасоматический. Первые представлены рядом минералов от титаномагнетита до хроммагнетита (хромита), вторые — собственно магнетитом.

Титаномагнетит в разрезе интрузии в переменных количествах, но не более 1—5%, устанавливается повсеместно. В верхних щелочных кремнекислых дифференциатах интрузии титаномагнетит образует неправильной формы зерна, реже игольчатые выделения и изометричные кристаллы с нечеткими гранями. Совместно с титаномагнетитом в этих породах отмечаются кислый плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, биотит, сфен, апатит, ильменит, реже кварц, калишпат, гематит и др.

В нижних, наиболее магнезиальных дифференциатах вместо титаномагнетита отмечаются хромшпинелиды, которые в виде сыпи мелких (доли — 2 мм) идиоморфных кристалликов образуют скопления и дорожки, секущие все без исключения породообразующие минералы. С хромшпинелидами ассоциируют магнезиальный оливин, основной плагиоклаз, клинопироксен и ортопироксен.

Максимальные концентрации титаномагнетитов и хромшпинелидов, как правило, приурочены соответственно к верхней и нижней частям интрузии. Для титаномагнетитов характерны структуры распада твердых растворов, в нижних частях разреза они выражены слабее, а в верхних — очень четко. Это согласуется с повышением концентраций титана в минерале снизу вверх по разрезу интрузии.

Наряду с ранними позднемагматическими титаномагнетитом и хромшпинелидом в габбро-долеритах отмечается поздний магнетит. В верхних дифференциатах он образуется при замещении клинопироксена и железистого оливина в ассоциации с хлоритом и боулингитом. В магнезиальных габбро-долеритах поздний магнетит проявляется в виде шнуроподобных ветвистых прожилков при серпентинизации оливина.

При замещении габбро-долеритов сульфидами хромшпинелиды иногда сохраняются в них, а от титаномагнетитов порою остается ильменитовая решетка. В отдельных случаях можно наблюдать замещение прожилков позднего магнетита в серпентинизированных оливинах сульфидами (пиритом и пирротином).

Метасоматический магнетит в различных по составу измененных породах распределяется неравномерно — от единичных зерен до сплошных магнетитовых руд. Повышенные концентрации магнетита, как, правило, приурочены к известковым метасоматитам и периферическим частям сульфидных жил. Наибольшим развитием магнетитовая минерализация пользуется в Октябрьском месторождении. Скопления магнетита здесь находятся в зальбандах сульфидных жил и в виде сливных и полосчатых рудных линз во внутренних метасоматически измененных частях интрузива.

В Талнахском месторождении магнетит обычно приурочен к границам сульфидных залежей с габбро-долеритами, где отмечается в виде кайм мощностью от первых сантиметров до 20—30 см. Кроме того, здесь же встречаются магнетитовые отжилки от основных сульфидных зале-

жей, преимущественно в кровле последних и в местах их расщепления. Высокие концентрации магнетита устанавливаются в магнетит-халькопиритовых и магнетит-пирротиновых типах руд (Кавардин, Митенков, 1971).

Однако в большинстве случаев магнетит образует рассеянную вкрапленность в сульфидных рудах и апоинтрузивных измененных породах. В метасоматитах по осадочным породам магнетит наблюдается обычно в непосредственной близости от интрузива и сульфидных жил, а по мере удаления от них исчезает. В слабоизмененных вмещающих породах дальнего экзоконтакта интрузии чаще всего встречаются сульфиды — пирит, пирротин, сфалерит и др.

В метасоматически измененных породах магнетит ассоциирует с рядом минералов, основные из которых — гранат, гидрогранат, клинопироксен, биотит, везувиан, калишпат, альбит, пренит, ангидрит, эпидот, кальцит, серпентин, хлорит и сапонит. Температурный интервал кристаллизации перечисленных минералов достаточно большой (Рябов, Булгакова, 1973), что позволяет предполагать кристаллизацию ассоциирующего с ними магнетита в широком диапазоне температур. В большинстве высокотемпературных ассоциаций магнетит выступает как реакционный минерал. Рудные его концентрации приурочены ко вполне определенным *PT*-условиям, которые существовали в известковую стадию метасоматического процесса и при которых магнетит является осажденным минералом, что показано ранее на основании парагенетического анализа для метасоматитов Талнаха (Золотухин и др., 1974).

Замещение габбро-долеритов рудными минералами часто начинается с избирательного корродирования фемических минералов, а интенсификация метасоматического процесса приводит к замещению и салических компонентов породы. В различных по составу породах характер их замещения магнетитом также несколько отличается. При замещении бедных оливином габбро-долеритов (безоливиновых и оливинсодержащих) и долеритов совместно с магнетитом кристаллизуются новообразования роговой обманки, биотита, эпидота, альбит-олигоклаза, калишпата и апатита. В меланократовых габбро-долеритах и магнезиальных метасоматитах избирательный характер замещения менее отчетлив. В этих породах магнетит нередко образует цепочки идиоморфных кристаллов, переходящих в сплошные дорожки, и, наконец, прожилки магнетита. В более мощных прожилках наблюдается сборная перекристаллизация магнетита, которая, по-видимому, продолжалась и в процессе замещения окисла сульфидами, поскольку наряду с корродированными зернами магнетита пирротины содержат идиоморфные его новообразования. В магнетитах нередки реликты замещенных пород, устанавливаются пластинчатые вростки ильменита, октаэдрические кристаллы бурой и зеленой шпинели и хромита. В пикритовых габбро-долеритах магнетит встречается, кроме, того, в составе каплевидных сульфидных вкрапленников (см. фото *, *а*), а также в «реакционных шапках» над последними совместно с гранатом, зеленым клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом, альбитом, хлоритом и серпентином. Во вкрапленных рудах в габбро-долеритах изредка встречаются футляровидные кристаллы магнетита с включением пирротина и пентландита (см. фото, *б*). Реже можно наблюдать образования типа футляр в футляре, где включение халькопирита находится в идиоморфном кристалле магнетита I, который, в свою очередь, заключен в магнетит II. Магнетиты I и II генераций отличаются по их отражательной способности.

В магнезиально-известковых метасоматитах магнетит образует единичные зерна, небольшие скопления и маломощные прожилки, где

* Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

замещает клинопироксен, слюду, везувиан, ангидрит, гранат. На границе с магнетитом иногда появляются реакционные зеленые оторочки у клинопироксена, красные — у розового граната и темно-зеленые — у светло-зеленого. Бурая полупрозрачная масса сотового гидрограната на границе с магнетитом нередко приобретает прозрачность и монолитное строение. В подобных породах в парагенезисе с магнетитом отмечаются: гранат, флогопит, эпидот, пренит, амфибол, клинопироксен, серпентин, кальцит и ангидрит.

Наиболее высокие концентрации магнетита на Талнахе приурочены к апоинтрузивным известковым метасоматитам Октябрьского месторождения. Мощность отдельных рудных залежей здесь (скв. 457, 657 и др.) достигает 2—3 м. Руды представляют собой чередование сливного магнетита с метасоматитами различной степени оруденения. Содержание магнетита по рудоносному слою 40—60%. Основными минералами метасоматитов являются гипогенный лиловый ангидрит, гранат, сотовый гидрогранат, кальцит, клинопироксен и серпентин. В своеобразных ангидрит-магнетитовых метасоматитах рудный развивается между гигантозернистыми кристаллами ангидрита и проникает по трещинам его спайности, образуя пластинчатые кристаллы и скопления размером до 0,5×3,5 см (см. фото, *в*). Замещение ангидрита сопровождается грануляцией его зерен и частичной перекристаллизацией минерала. Совместно с магнетитом отмечаются небольшие скопления пирита и реже халькопирит и пирротин.

В существенно полевошпатовых метасоматитах магнетит спорадически проявляется в виде скоплений и мелкой сыпи изометричных зерен, образующих полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением рудного материала. Поздние безрудные альбититы секут полосчатую магнетит-полевошпатовую породу.

В оруденелых габбро-долеритах — особенно отчетливо это видно в прожилковых и брекчиевидных рудах — магнетит часто приурочен к контакту сульфидов с силикатной породой, образуя как бы фронт замещения силикатной породы сульфидами. Реликты габбро-долеритов в сплошных сульфидных рудах часто обрамлены оторочкой, состоящей из мелкозернистого агрегата магнетита или магнетита+сульфиды (чаще пирротин). По мере удаления от породы в сплошную руду мелкозернистый агрегат сменяется крупнокристаллическими сульфидами. В отдельных случаях в крупнокристаллической сплошной сульфидной руде можно наблюдать «теневые ксенолиты», когда от ксенолита породы либо сохраняется только небольшая часть и о первоначальных размерах обломка говорят замкнутые дорожки зерен магнетита, либо ксенолит нацело замещен рудным мелкозернистым агрегатом, нередко с сохранением магнетитового футляра и структур просвечивания исходных пород, которые хорошо выделяются на общем фоне крупнозернистой рудной массы. По разрезу сплошных сульфидных залежей можно последовательно проследить, как уменьшается количество таких «ксенолитов» к центру сульфидных жил, сборная перекристаллизация в них пирротина и очищение его от магнетита. В крупнокристаллических пирротиновых рудах магнетит уже приурочен главным образом к границам отдельных кристаллов сульфидов и в меньшей мере образует мелкие идиоморфные кристаллики-вростки в сульфиде, обусловливающие ситовидную структуру поверхности пирротина.

В прожилковых сульфидных рудах в ряде случаев отчетливо видно, как по мере удаления от контакта в сторону породы сплошная магнетитовая оторочка магнетита сменяется богатой его вкрапленностью, переходящей в убогую минерализацию. Нередко магнетит проявляется только как корочка на контакте сульфидной жилы с породой, а вглубь породы не распространяется. Внешняя часть корочки часто представлена хорошо

ограненными головками крупных (до 2 см) кристаллов магнетита, а внутренняя — сплошной мелкозернистой его массой, которая частично претерпела сборную перекристаллизацию. Образование магнетитовых оторочек во фронте замещения силикатной породы сульфидами характерно для богатых железом исходных пород (габбро-долеритов, долеритов, базальтов). Бедные железом породы (песчаники, аргиллиты, мергели, известняки и т. д.) замещаются сульфидами обычно без предварительной их магнетитизации.

Встречаются также сульфиды, непосредственно контактирующие с вмещающей породой, когда на границе сульфидная руда — порода отсутствует магнетитовая оторочка. Кроме того, замкнутая магнетитовая дорожка в брекчиевидных рудах иногда показывает первоначальные размеры и конфигурацию обломка, а дальнейшее замещение породы осуществлялось уже только сульфидами.

Начальная стадия замещения сплошных масс магнетита сульфидами выражена в развитии по нему сети волосяных сульфидных прожилков (см. фото, *г*), корродировании границ его зерен и образовании скелетных кристаллов. Прожилково-петельчатое распределение сульфидов между кристаллами магнетита нередко подчеркивает зернистое строение магнетитовой руды, а при интенсивной сульфидизации происходит сглаживание остроугольных форм его октаэдрических кристаллов и появление овальных зерен. Такие необычные формы магнетита были описаны ранее (Кавардин, Митенков, 1971). Нами они встречены в Октябрьском месторождении в виде маломощных (5—50 см) зон магнетит-халькопиритового состава в верхнем эндоконтакте сплошной залежи (см. фото, *д*).

Наряду с замещением магнетита сульфидами имеет место и совместная их кристаллизация. Так, в ассоциации с пирротином магнетит отмечается при замещении силикатных пород, а халькопирит и пентландит нередко сопутствуют ему при замещении пирротиновых руд. Закономерные срастания магнетита с пирротином описаны А. Д. Генкиным (1950) и Э. Н. Елисеевым (1959): тонкопластинчатые вростки магнетита располагаются параллельно базальной отдельности в крупных кристаллах пирротина, а в срезах шлифа, ориентированных вдоль плоскости (0001), магнетит имеет вид правильных плоских шестиугольных кристаллов.

В сплошных магнетитовых рудах спорадически отмечаются сопутствующие окислу сульфиды — пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит.

Наконец, устанавливается наиболее поздний магнетит, возникший после кристаллизации основной массы сульфидных руд в результате дисульфидизации и местных фазовых превращений сульфидных минералов. С ним часто ассоциируют поздние халькопирит и пентландит. Прожилки этого позднего магнетита секут также габбро-долериты и метасоматиты различного состава. В ассоциации с поздним магнетитом находятся биотит, пренит, ангидрит, гипс, кальцит, апофиллит, цеолиты, хлорит и сапонит. Ассоциирующий с кальцитом магнетит образует крупные игольчатые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты размером до 7—10 см (см. фото, *е*). В хлоритовых прожилках и хлорититах по габбро-долеритам магнетит нередко

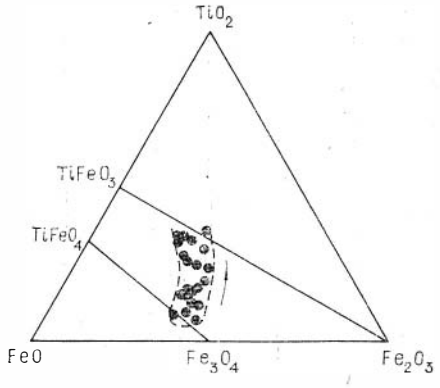


Рис. 1. Диаграмма $FeO—TiO_2—Fe_2O_3$ для позднемагматических магнетитов из дифференцированных интрузий норильского типа. Пояснения в тексте.

образует богатую мелкую вкрапленность идиоморфных кристаллов. Иногда можно встретить щетки мелких кристаллов магнетита, нарастающие на зеленый колломорфный сапонит, или игольчатые выделения магнетита вдоль волокон в разбухающем хлорите. Из рудных минералов совместно с поздним магнетитом здесь отмечаются пирит и реже малахит и ярозит. Пирит с магнетитом проявляются с переменным идиоморфизмом. В большинстве случаев устанавливается замещение окислов сульфидом, но наблюдается и обратное взаимоотношение — скелетные кристаллы и чехлы пирита в магнетитовой массе.

Помимо магнетита, в измененных породах Талнахского рудного узла из окиснорудных минералов установлены титаномаггемит, ильменит и гематит. Титаномаггемит встречен в гибридно-метасоматических диоритоподобных породах кровли интрузии. Совместно с ним отмечаются бурая и зеленая роговая обманка, биотит, клинопироксен, кислый плагиоклаз, калишпат и ильменит.

Ильменит, подобно титаномагнетиту и хромошпинелидам, позднемагматический (Нестеренко, Альмухамедов, 1973) и имеет сходный комплекс сопутствующих минералов. Метасоматический ильменит ассоциирует с сульфидами и нерудными метасоматическими минералами-новообразованиями.

Гематит встречается в виде пластинчатых агрегатов. В гипогенных ангидритах он развивается по спайности сульфата, в апоинтрузивных альбититах образует чешуйчатые и радиально-лучистые скопления, выполняющие миндалины и полости выщелачивания в метасоматически

Результаты химических

Окисел	7М	8М	9М	11М	12М	13М
1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,44	0,78	0,32	0,28	0,70	4,18
TiO_2	—	0,04	0,30	0,29	0,105	1,35
Al_2O_3	0,82	1,33	1,33	1,13	1,84	1,64
Fe_2O_3	67,66	67,68	66,07	59,72	64,60	51,48
FeO	28,38	29,27	30,88	36,77	30,61	30,98
MnO	0,03	0,458	0,381	0,488	0,477	0,446
MgO	0,50	0,69	0,52	0,54	0,56	2,76
CaO	0,84	—	0,18	0,15	—	3,05
NiO	—	0,025	0,019	0,035	0,085	0,031
CoO	—	—	—	0,038	—	--
Cr_2O_3	0,007	—	0,072	0,009	0,002	0,108
V_2O_5	0,025	0,025	0,092	0,2	0,41	0,167
Na_2O	0,08	—	—	0,08	—	0,05
K_2O	0,06	—	—	0,07	—	0,05
H_2O^-	0,35	—	—	—	—	0,875
П. п. п.	—	—	—	—	—	--
P_2O_5	—	—	—	—	—	--
$S_{общ}$	0,439	0,35	—	—	—	1,07
Сумма	99,63	100,65	100,16	99,60	99,02	98,28

Si	0,016		0,030		0,011		0,009		0,028		0,162	
Ti	—		—		0,009		0,009		0,002		0,039	
Al	0,037	2,025	0,059	2,018	0,059	1,972	0,059	1,834	0,082	1,969	0,074	1,680
Fe^{3+}	1,972		1,929		1,885		1,760		1,848		1,495	
Cr	—		—		0,004		—		—		0,005	
V	—		—		0,004		0,004		0,009		0,005	
Fe^{2+}	0,919		0,903		0,979		1,205		0,972		1,006	
Mn	—		0,016		0,011		0,016		0,016		0,013	
Mg	0,028	0,954	0,038	0,957	0,027	1,023	0,019	1,247	0,032	1,022	0,135	1,210
Ca	0,007		—		0,006		0,007		—		0,056	

измененных долеритах (скв. КЗ-540, 582) (см. фото, *ж*). С гематитом ассоциируют ильменит, пирит, ангидрит, кальцит, альбит, зеленая роговая обманка, реже актинолит. Размер пластинок и листочков гематита 0,1—0,6 см. В скарнированных габбро-долеритах (скв. КЗ-666) пластинчатый гематит отмечается совместно с красно-бурым гранатом, зеленой роговой обманкой, зеленым клинопироксеном, альбитом, пренитом и пиритом. Устанавливаются как самостоятельные образования гематита, так и продукты замещения титаномагнетита ассоциацией гематит+ильменит либо распада титаномаггемита на эти два минерала.

Особенности химизма позднемагматических титаномагнетитов и хромшпинелидов из дифференцированных интрузий отражены на диаграмме (рис. 1), а также освещены в ряде работ (Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Золотухин и др., 1975). Состав магнетитов закономерно изменяется снизу вверх по разрезу интрузий, повышается их титанистость по мере уменьшения основности вмещающих пород. В недифференцированных и слабодифференцированных интрузиях долеритов и габбро-долеритов повышенной щелочности и кремнекислотности обычно отмечается богатый титаном магнетит, а в габбро-долеритах повышенной основности (интрузии типа Моронго) — малотитанистые его разновидности (Линд, Рябов, 1973). Колебания состава магнетитов в разрезе интрузии находятся в прямой зависимости от степени дифференцированности магматического тела (см. рис. 1). Следовательно, использовать состав магнетита и элементов-примесей в нем в качестве индикатора на медно-никелевое оруденение (Комарова, 1971) не всегда возможно.

Таблица 1.

анализов магнетитов

14М	15М	16М	17М	18М	19М
8	9	10	11	12	13
0,74	0,70	0,66	0,44	0,46	0,62
1,00	0,012	0,13	0,54	Сл.	0,735
2,62	0,65	0,13	1,28	1,13	0,21
62,87	66,57	68,96	67,01	68,35	65,47
30,61	28,56	27,61	29,45	28,47	29,99
0,621	0,04	0,16	0,505	0,065	0,476
0,95	1,36	1,45	0,79	0,12	0,43
0,42	1,15	0,35	0,18	1,07	—
0,013	—	—	0,013	—	—
—	—	—	—	—	—
0,074	0,005	—	0,043	0,005	0,005
0,305	0,017	—	0,10	0,021	0,189
—	0,05	—	—	0,08	—
—	0,05	—	—	0,05	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	0,08	—	—	—
—	0,307	—	—	—	—
100,22	99,47	99,54	100,35	99,82	98,12
0,027	0,028	0,024	0,016	0,016	0,024
0,029	—	0,002	0,016	—	0,011
0,116	0,028	0,004	0,059	0,050	0,009
1,763 } 1,948	1,923 } 1,979	1,975 } 2,005	1,897 } 1,992	1,958 } 2,024	1,934 } 1,992
0,004	—	—	—	—	—
0,009	—	—	0,004	—	0,004
0,953	0,918	0,878	0,926	0,905	0,986
0,018	0, —	0,002	0,016	0,002	0,016
0,054 } 1,041	0,076 } 1,019	0,082 } 0,963	0,043 } 0,992	0,007 } 0,957	0,029 } 1,031
0,016	0,025	0,001	0,007	0,043	—

Окисел	20м		645м		820м=20		821м=А		21м		27м=1	
	14		15		16		17		18		19	
SiO_2	1,02		2,02		2,28		1,88		2,05		—	
TiO_2	0,88		0,06		0,34		0,36		0,41		0,99	
Al_2O_3	1,80		—		1,42		1,07		2,35		—	
Fe_2O_3	51,80		61,78		63,21		63,56		63,08		67,64	98,33
FeO	39,98		33,17		27,78		28,71		26,92		29,74	
MnO	0,285		—		0,03		0,06		—		—	
MgO	0,10		1,48		1,71		1,61		0,65		—	
CaO	0,14		0,07		1,26		0,98		1,82		—	
NiO	0,025		—		0,21		0,17		—		—	
CoO	0,051		—		0,10		0,25		—		—	
Cr_2O_3	—		—		—		—		—		—	
V_2O_5	0,033		—		—		—		—		—	
Na_2O	0,05		—		—		—		—		—	
K_2O	0,05		—		—		—		—		—	
H_2O^-	—		0,04		—		—		0,40		—	
П. п. п.	—		—		1,43		0,90		—		—	
P_2O_5	—		0,02		0,029		0,027		0,24		—	
$S_{общ}$	3,13		—		(0,21)*		(0,05)		—		0,30	
Сумма	99,34		99,00		99,80		99,58		100,51		98,67	
Si	0,042		—		0,089		0,074		—		—	
Ti	0,028		0,005		0,009		0,012		0,010		0,030	
Al	0,090	1,781	—	1,911	0,065	2,013	0,051	1,987	0,040	2,080	—	2,010
Fe^{3+}	1,621		1,906		1,850		1,850		2,060		1,980	
Cr	—		—		—		—		—		—	
V	—		—		—		—		—		—	
Fe^{2+}	1,276		1,137		0,902		0,925		0,870		0,970	
Mn	0,008		—		—		0,002		—		—	
Mg	0,008	1,292	—	1,137	0,098	1,026	0,093	1,041	—	0,870	—	0,970
Ca	—		—		0,026		0,021		—		—	

Примечание. Магнетиты: 7М, 8М, 9М — из сплошной халькопирит-пирротиновой руды из тит-халькопиритового состава с габбро-долеритами Талнахской интрузии; 13М, 14М — из сплошной из ангидрит-магнетитовой руды, локализующейся во фронтальной части Октябрьского месторожде вошпатового апоаргиллитового метасоматита из кровли сульфидной жилы в подошве Талнахской ный ручей, интрузия Норильск-1; 645М — апоскарновый из метасоматитов Талнаха, обр. Г-1624, при взрыва района р. Ветка, скв. ДП-7, гл. 110 и 187 м соответственно, определения серы входят в п.п.п., 739, при пересчете учтена примесь 4,7% кальцита, 0,8% апатита и 17,5% хлорита (Золотухин, Василь 1972); 27М-2 — из сплошной пирротин-кубанитовой руды Талнаха (Додин и др., 1972); 27М-3 — из (Додин и др., 1972); 664М — из скарна интрузии Скаринрованиой, обр. 202в, при пересчете учтена скв. 666, гл. 1235 м; 635М — из апоинтрузивного альбитита в кровле Талнахской интрузии, скв. 540,

* Анализы 27М (1—4) выполнены в химлаборатории НИИГА, аналитики Г. А. Нилова и ВСЕГЕИ, А. З. Шпиндлер; 820М-А и 821М-А — химлаборатория КГУ; остальные — химлаборатория

Среднеарифметические или даже одиночные анализы на элементы-примеси достоверны только при характеристике недифференцированных интрузий или при сравнении однотипных пород (дифференциатов) из различных объектов. Для полнодифференцированных интрузий в целом определения средних содержаний микроэлементов сводятся к нахождению их средневзвешенных количеств, а в противном случае сравнительный анализ теряет смысл.

Некоторое представление о химизме метасоматических магнетитов Талнахского рудного узла можно получить из табл. 1. Анализы пересчитывались по кислородному методу с учетом возможных примесей. В большинстве случаев состав этих магнетитов приближается к теоретическому с отношением $Fe_2O_3:FeO=1:1$ (мол. %), что, как известно, имеет место при содержаниях Fe_2O_3 68,97 вес. % и FeO 31,03 вес. %. В исследуемых магнетитах изоморфные замещения проявляются довольно широко, но в небольших весовых количествах элементов-примесей. Некоторая часть

27М-2	27М-3	27М-4	664М	24М	635М
20	21	22	23	24	25
—	—	—	2,20	3,69	4,45
1,19	0,03	0,10	0,22	0,75	0,75
—	—	—	0,05	1,58	1,16
—	66	69,29	66,00	85,50	71,47
98,33	29,09	29,10	27,58	3,04	16,10
—	—	—	0,21	0,07	—
—	—	0,93	0,94	0,63	1,14
—	—	—	0,10	2,25	3,21
—	—	—	—	0,012	0,019
—	—	—	—	0,032	0,0158
—	—	—	—	0,04	—
—	—	—	0,09	—	—
—	—	—	0,23	0,20	0,25
—	—	—	0,12	0,08	0,07
—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,20	2,40	0,90
—	—	—	—	0,10	0,24
0,73	1,26	—	—	—	—
100,25	96,99	99,42	99,94	100,37	99,76
—	—	—	—	—	—
0,40	—	0,010	0,010		
—	—	—	—		
1,960 } 2,000	2,020 } 2,020	2,040 } 2,050	2,040 } 2,050		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
1,000	0,980	0,950	0,950		
—	—	—	—		
— } 1,000	— } 0,980	— } 0,950	— } 0,950		
—	—	—	—		

эндоскарнов в подошве Талнахской интрузии; 11М, 12М — из контакта сульфидной жилы магнепентландит-халькопирит-пирротиновой руды в подошве Талнахской интрузии; 15М, 16М, 17М, 18М — ния, во внутренней метасоматически измененной части Талнахской интрузии; 19М — из биотит-поле-интрузии; 20М — из зальбанд секущей сульфидной жилы в лабрадоровых базальтах рудника. Уголь-пересчете учтена примесь 6% актинолита и 4% брусита (Юдина, 1970); 820М-А, 821М-А — из трубки в ассоциации — апофиллит, кальцит, эпидот, пирит; 21М — из метасоматитов интрузии Макус, обр. ев, 1969), 27М-1 — из сплошной пирротиновой руды Талнаха, среднее из 4 анализов (Додин и др., сплошной талнахитовой руды, Талнах (Додин и др., 1972); 27М-4 — из магнезиального скарна, Талнах примесь 5% хлорита (Виленский и др., 1964). Гематиты: 24М — из эндоскарна интрузии Талнах, гл. 935 м.

Л. Г. Сырникова; 645М — химлаборатория ЦНИГРИ, А. П. Авилова; 664М — химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, аналитики А. В. Сухаренко и Э. С. Гулецкая.

определенных в магнетитах окислов, связана с загрязнением проб, но иногда их количество выше примеси нерудных минералов, и нет сомнений в изоморфизме. Так, в трехвалентной группе происходит замещение Fe^{3+} на Ti, Al, Cr, V и Si, а в двухвалентной — Fe^{2+} на Mn, Mg, Ni, Co и Ca. Наряду с описанными случаями изоморфизма в гибридно-метасоматических породах (скв. КЗ-500) и в зальбандах пирротиновых жил (Золотухин, 1964) известны богатые Ti разновидности с содержанием элемента до 20,0 вес. %. В гематитах устанавливаются изоморфные замещения Fe^{3+} на Fe^{2+}, Al, Mn, Mg, Ti, Ni, Co, Cr и частичная гидратация минерала.

Результаты определения элементов-примесей в метасоматических магнетитах приведены в табл. 2. Обращают на себя внимание высокие содержания меди и цинка. В этой связи следует отметить, что в Октябрьском месторождении широко развита поздняя халькопирит-галенит-сфалеритовая минерализация, формировавшаяся на заключительных стадиях скарнового этапа, т. е. во времени она совпадает с кристаллиза-

Таблица 2

Результаты спектральных анализов магнетитов из метасоматических пород Талнахского рудного узла

Порода	Содержание $n \cdot 10^{-4}$ вес.%									
	Pb	Sn	Ga	Cu	Zr	Sc	Ag	Co	Zn	Sr
Щелочная кремнекислая гибридно-метасоматическая порода	10	10	3	100	300	—	5	30	1000	—
Магнезиально-известковый скарн	3	20—30	сл.	300—500	3	—	5	30	1000	—
Магнетит-ангидритовый метасоматит	3	50	3	50—100	сл., до 10	До 3	10	сл., до 20	300—500	—
Прожилковая халькопирит-пирротиновая руда в габбро-долерите	3	20	3	300	сл.	3	3	30	1000	—
Сплошная существенно халькопиритовая руда	10—20	20—50	сл.	500—100	3—10	—	10	50—100	1000	—
Сплошная существенно пирротиновая руда	10	10	3	300	5	3	3	50	500	300
Сплошная халькопирит-пирротиновая руда	20—30	10—50	сл. до 3	300	10	—	10—30	30—50	2000	—

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР, спектрографист В. И. Симонова.

цией основных масс позднеметасоматического магнетита. Этот факт позволяет объяснить причину повышенных концентраций в магнетите цинка и меди. Кроме указанных в табл. 2 микроэлементов, в магнетитах спорадически в переменных количествах устанавливаются Mo (0,001%), Ag (0,001%), Au (0,036—0,047 г/т), Pt (0,12 г/т) и Pd (0,042—0,32 г/т) (Кавардин, Митенков, 1971).

Рентгенометрические исследования метасоматических магнетитов Талнаха, проведенные в ИГиГ СО АН СССР, показали, что основная их масса имеет параметр элементарной ячейки a_0=8,397—8,403 (±0,003) Å. Ряд проб минерала из магнетит-ангидритовых метасоматитов (15М, 16М, 17М) имеет несколько меньшие значения a_0(8,38±0,01 Å). В целом эти значения соизмеримы с таковыми для эталонов собственно магнетита: 8,396 Å (Михеев, 1957), 8,374 Å (Костов, 1971). Небольшие вариации a_0 в талнахских магнетитах, по-видимому, обусловлены вхождением в структуру изоморфных примесей, в том числе Ti, Mn, Ni, Zn, повышающих значение этого параметра.

Рентгенометрический анализ титанистого маггемита позволил установить следующие главные линии минерала на рентгенограммах: 2,952(6)—2,728(6)—2,514(10)—2,085(6)—1,860(4)—1,718(6)—1,611(6)—1,482(9).

Термический анализ был проведен для мелкоизмельченной фракции магнетита. При нагревании проб, как известно, происходит окисление Fe^{2+} в Fe^{3+}, обычно в два этапа, фиксируемых на термограммах двумя экзотермическими эффектами и прибылью в весе. Сначала на частицах минерала образуется пленка Fe_2O_3, в дальнейшем, непосредственно

за точкой Кюри (578°С), происходит диффузия кислорода в структуру магнетита (Schmitt, Vermaas, 1955). В зависимости от скорости окисления проб магнетита при термическом анализе, удельной поверхности зерен минерала и степени совершенства его кристаллической решетки можно получить различный рисунок термограмм, отражающих фазовые переходы исследуемого материала. Кривые ДТА для талнахских магнетитов (рис. 2) имеют один главный четко выраженный экзотермический эффект при температуре 450—500°, иногда осложненный за счет изоморфных примесей в минерале. Наиболее яркое проявление одного максимума, по-видимому, может свидетельствовать о высокой степени окисления пробы уже при достигнутых температурах. Сравнение кривых ДТА талнахских магнетитов с кривыми нагревания для магматических, метаморфических и гидротермальных магнетитов (Костов, 1971) показывает большое сходство наших проб с двумя последними типами.

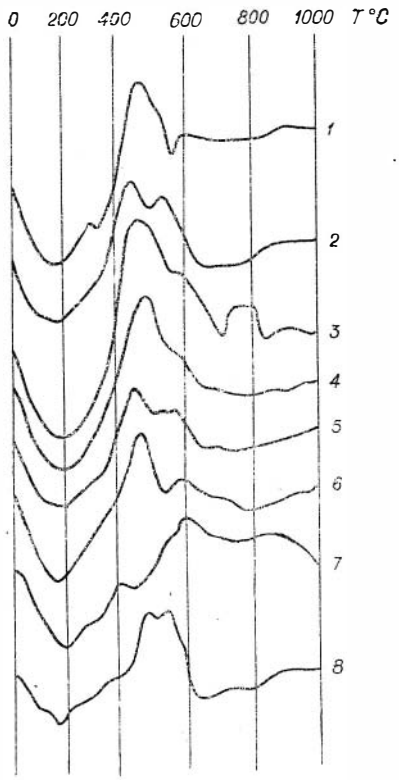


Рис. 2. Кривые ДТА для метасоматических магнетитов.

Магнетиты из широко распространенной на Талнахе ассоциации их с гипогенным ангидритом исследовались в термобарокамере. Основная масса взрывов газово-жидких включений ~470°С. Результаты гомогенизации газово-жидких включений в гипогенных ангидритах из этой же ассоциации близко сходятся с данными по магнетитам. Гомогенизация осуществлялась в жидкость для первичных включений при температуре выше 400°, а для вторичных — 280—120°С (Рябов, Булгакова, 1973).

Микрохимический анализ водной вытяжки из газово-жидкого включения в ангидрите, ассоциирующего с магнетитом, показал, что она представлена хлоридами щелочных металлов (Na_2O — $585 \cdot 10^{-5}$ мг/мл, K_2O — $85 \cdot 10^{-5}$ мг/мл, Li_2O — $104 \cdot 10^{-5}$ мг/мл), pH вытяжки равен 6,85, а в составе газовой фазы преобладают CO_2, O_2, N_2+редкие газы.

Изучение магнетитов Талнахского рудного узла позволяет реконструировать в общих чертах условия их кристаллизации и отметить ряд наиболее важных моментов их проявления. Рассматривая метасоматические преобразования как эволюционно изменяющийся процесс, можно констатировать, что кристаллизация магнетитов происходила в широком диапазоне температур на всем протяжении метасоматического процесса. На это, прежде, всего, указывают находки его в различных по составу и условиям образования метасоматитах, а также широкий спектр ассоциирующих с ним минералов. На ранних стадиях метасоматического процесса железо выступает как подвижный компонент, магнетит — как реакционный минерал. В заключительные этапы известковой стадии метасоматоза железо является осажденным компонентом и накапливается в виде магнетита. По сути, это уже гидротермальный процесс, а скопления магнетита аналогичны многочисленным гидротермальным железорудным проявлениям и месторождениям, известным на Сибир-

ской платформе. Источником железа для метасоматических магнетитов служили железосодержащие минералы вмещающих пород.

Окислительно-восстановительный потенциал в растворах эволюционировал в ходе метасоматического процесса от достаточно высокоокислительного в начале рудообразования, при отложении окислов железа, до восстановительного при формировании сульфидных руд. В высокоокислительной обстановке происходила кристаллизация маггемита и гематита. Переход титаномагнетита в титанистый маггемит и ильменит, по-видимому, осуществлялся в высокотемпературных условиях. Температура перехода лежит выше 550°, поскольку при более низких температурах маггемит быстро переходит в гематит (Бетехтин, 1949). Температурный режим образования гематита, вероятно, был умеренным, так как известно, что при высоких температурах, даже в окислительной среде, минерал неустойчив и переходит в маггемит.

Характер среды в ходе метасоматического процесса изменяется в сторону повышения ρS. Это подтверждается замещением раннего магнетита сульфидами и образованием высокосернистых сульфидов по малосернистым. В то же время происходит совместная кристаллизация магнетита и сульфидов, на что указывают закономерные его срастания с пирротином, ассоциации с халькопиритом и пентландитом и т. д. С другой стороны, кристаллизация сульфидов сопровождается образованием реакционного магнетита в результате дисульфидизации, местных превращений и перекристаллизации сульфидов уже в режиме высоких значений ρS. Правомочность парагенетических ассоциаций магнетита с сульфидами показана А. Г. Бетехтиным (1949). Освободившийся при замещении окисла сульфидом кислород способствует кристаллизации некоторого количества магнетита, сосуществующего с сульфидом. Подобный же механизм образования магнетита имеет место при замещении высокожелезистых сульфидов маложелезистыми и малосернистых высокосернистыми.

Таким образом, в окислительной (слабовосстановительной) обстановке фронтом замещения силикатной породы является магнетит, а в восстановительной среде при высоких значениях ρS порода замещается непосредственно сульфидами. В последнем случае не исключается совместная кристаллизация сульфидов и магнетита. Подобным образом следует объяснять сульфидизацию пород без предварительной их магнетитизации. Оба описанных способа замещения пород рудами одинаково часто встречается на месторождениях Талнахского рудного узла.

Близость химического состава метасоматических магнетитов и парагенетические ассоциации минерала в интрузиях Талнах, Норильск-1, Макус, Скарнированная, р. Ветка свидетельствуют о близости условий их образования и позволяют выделить эти магнетиты в качестве метасоматически-гидротермального типа собственно магнетитовых рудопроявлений (в отличие от титаномагнетитовых, магномагнетитовых и пр.).

Выводы

1. Магнетитовая минерализация широко распространена в метасоматических образованиях и сульфидных рудах Талнаха.

2. Физические свойства и химизм метасоматических магнетитов Талнаха свидетельствуют о том, что минералы представлены собственно магнетитами с незначительно изменяющимися свойствами (изоморфизм, параметры элементарной ячейки, термические эффекты).

3. Магнетиты являются фронтом метасоматического замещения силикатных пород сульфидными рудами при низких ρS, а при высоких

его значениях замещение пород осуществляется непосредственно сульфидами без предварительной их магнетитизации.

4. Кристаллизация магнетита происходила на всем протяжении метасоматического процесса, включая сульфидное рудообразование, а максимальные его концентрации приурочены к заключительным этапам известковой стадии.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 3, с. 12—28.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О метасоматитах интрузива Макус (северо-запад Сибирской платформы).—В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 187—211.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М., «Наука», 1964. 237 с.

Генкин А. Д. О закономерных срастаниях магнетита и пирротина.— «Зап. ВМО», 1950, № 3.

Годлевский М. Н., Юдина В. В. Контактовые ореолы дифференцированных трапповых интрузий и их поисковое значение.— В кн.: Труды ЦНИГРИ, вып. 75. М., 1967.

Додин Д. А., Шатков В. А., Батуев Б. Н., Изоитко В. М. Новые данные по минералам Талнахского рудного узла.— В кн.: Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., НИИГА, 1972, с. 35—51.

Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР.— В кн.: Проблемы геохимии, вып. 1. Изд. Львов. гос. ун-та, 1959, с. 6—184.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., «Наука», 1964. 176 с.

Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской дифференцированной трапповой интрузии и метаморфические изменения, с нею связанные. Новосибирск, «Наука», 1975. 432 с.

Кавардин Г. И., Митенков Г. А. Медно-никелевые руды Талнахского месторождения. В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 123—182.

Комарова М. З. Магнетит — возможный индикатор геохимической специализации трапповых интрузивных комплексов Норильского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 88—90.

Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971. 584 с.

Линд Э. Н., Рябов В. В. Магнитные свойства интрузивных траппов как поисковый критерий рудоносных интрузий.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 9, с. 31—37.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов. М., «Наука», 1973. 198 с.

Рябов В. В. Некоторые особенности минералогии метасоматитов из ореола Талнахской дифференцированной рудоносной интрузии (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 107—147.

Рябов В. В., Булгакова Е. Н. Условия кристаллизации гипогенных ангидритов Талнахского медно-никелевого месторождения.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 2, с. 424—426.

Урванцев Н. Н. Енисейское рудное поле.— В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Л., 1959, с. 28—49. (Тр. НИИГА, т. 102, вып. 10).

Schmitt E. R., Vermaas F. H. S. DTA and cell dimensions of Some natural magnetites.— "Amer. Min.", 1955, 40, 422.

В. В. РЯБОВ, Т. А. КОРНЕВА

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ ХЛОРИТОВ И ХЛОРИТОПОДОБНЫХ МИНЕРАЛОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

В литературе имеется большое количество работ, касающихся парагенетических типов хлоритов, их классификации, зависимости состав — свойства, изоморфизма и т. д. (Сердюченко, 1953; Кепежинскас, 1965; и др.) Несмотря на это, проблема систематики хлоритов до сих пор не решена окончательно. Одно из последних, наиболее полных исследований хлоритов было проведено К. Б. Кепежинскасом (1965), который с помощью статистической обработки 600 опубликованных в литературе анализов выявил критерии отнесения минералов к группе хлорита. Разбраковка этих анализов по предлагаемым им критериям позволила автору установить, что только 316 из этой подборки отвечают «типичным» хлоритам, а остальные являются «аномальными» и не укладываются в известные диаграммы состав — свойство. Большая группа хлоритоподобных минералов, данные о которых публикуются в литературе, оказалась несистематизированной.

Целью нашего исследования явилась минералогическая характеристика хлоритов и хлоритоподобных минералов («аномальных» хлоритов) Норильского района *.

На северо-западе Сибирской платформы (в Норильском районе) хлоритовая минерализация широко распространена и имеет многообразные формы. В эффузивных траппах хлорит отмечается вдоль трещин в породе и совместно с гидротермальными минералами в миндалинах и полостях выщелачивания пород. Наиболее интенсивная хлоритизация базальтов приурочена к зонам крупных тектонических нарушений, примером которых может служить Норильско-Хараелахский разлом. Здесь мощность измененных пород достигает десятков и сотен метров. Базальты из этих зон сильно трещиноваты и при ударе молотком распадаются на множество мелких остроугольных обломков, одетых в «хлоритовую рубашку». Трещины обычно слабо спаяны, а на их плоскостях по хлоритам нередко наблюдаются борозды и зеркала скольжения. В ряде случаев в интенсивно передробленных зонах базальты изменены (катаклазированы и хлоритизированы) до состояния трухи. Сами эффузивы, как правило, претерпели зеленокаменное изменение, и под микроскопом всегда можно встретить переменные количества хлорита в основной массе породы и миндалинах.

* Поскольку номенклатура аномальных хлоритов и хлоритоподобных минералов недостаточно изучена, при изложении материала мы будем пользоваться термином «хлорит», подразумевая под этим названием исследуемые минералы.

В интрузивных траппах хлоритизация — одно из наиболее широко развитых низкотемпературных преобразований пород. Это прежде всего относится к бедным оливином породам — силлам и дайкам пойкилоофитовых, титанавгитовых и оливинсодержащих долеритов и габбро-долеритов. В богатых оливином габбро-долеритах (оливиновых, пикритовых, троктолитовых и т. п.) из низкотемпературных изменений преобладает серпентинизация. В дифференцированных интрузиях норильского типа отмечена та же общая тенденция: хлоритовая минерализация тяготеет к бедным оливином верхним дифференциатам, а серпентиновая — к богатым оливином нижним. В тектонических зонах хлоритизации подвергаются и богатые оливином габбро-долериты. Изменение габбро-долеритов приводит к стиранию магматического рисунка породы, полной хлоритизации породообразующих минералов и выщелачиванию сульфидной минерализации. Вблизи тектонических зон хлоритизация нередко выступает как единственный и интенсивный процесс изменения пород, так что по составу они приближаются к хлорититам.

В ореолах измененных пород, обрамляющих трапповые интрузии, хлорит является продуктом гидротермальной деятельности растворов, а в случае залегания магматических тел среди песчано-глинистых отложений — еще и породообразующим минералом контактовых роговиков низких ступеней метаморфизма. Последнее наиболее четко выражено в Талнахской дифференцированной интрузии (табл. 1). Здесь по глинистым вмещающим породам при термальном метаморфизме образовались кордиеритовые роговики, узловатые, пятнистые и глинистые сланцы. По мере удаления от интрузива количество хлорита в этих породах повышается и достигает максимальных значений (до 50—70%) в узловатых слюдисто-хлоритовых сланцах (Туровцев, 1972). Дальше по разрезу — в пятнистых и глинистых сланцах содержание минерала уменьшается. В контактовых роговиках ближнего экзоконтакта интрузии хлорит в ассоциации с альбитом и слюдами замещает кордиерит, биотит и гиперстен. Роговики имеют, как правило, узловато-пятнистую текстуру, и хлорит здесь устанавливается в виде скоплений в узлах-пятнах и равномерно распределенных мелких чешуек в основной ткани породы. Грубообломочные породы — песчаники содержат небольшие количества хлорита в метаморфизованном глинистом цементе зерен кварца. В контактовых роговиках по мергелям, ангидритам и доломитам хлорит проявляется спорадически и чаще как наложенный минерал. Мы не останавливаемся подробно на минералого-петрографической характеристике измененных пород, поскольку она освещена в работах В. В. Юдиной, Д. М. Туровцева, Б. Н. Батуева и др.

В метасоматических образованиях из ореола дифференцированных интрузий хлорит широко развит в щелочных кремнекислых метасоматитах (апоаргиллитовых и апоинтрузивных). Основные породообразующие минералы апоаргиллитовых метасоматитов (спилозитов и адинол) — полевой шпат (альбит и калишпат), слюды (мусковит, биотит, серицит), хлорит и кварц. В апоинтрузивных альбититах наряду с указанными минералами отмечаются переменные, иногда большие, количества клинопироксена, сфена и амфибола. Другие минералы проявляются спорадически (см. табл. 1).

Спилозиты и адинолы представляют собой узловатые породы, узлы сложены существенно хлоритовой массой в первом случае и полевошпатовой — во втором (см. фото, *а*). По мере удаления от контакта интрузии часто отмечается последовательная смена метасоматитов: биотит-полевошпатовые — слюдисто-хлорит-альбитовые и кварц-хлорит-слюдистые — адинолы — спилозиты. При щелочном метасоматозе траппов хлорит чаще всего псевдоморфирует фемические минералы и наблюдается в интерстициях между крупными кристаллами альбита и калишпата.

Таблица 1

Особенности проявления хлорита в породах Талнаха (с использованием материалов Д. М. Туровцева, 1972)

	Вмещающая порода	Характер проявления хлорита	Содерж. хлорита в породе, %	Минералы, ассоциирующие с хлоритом
Траппы	Базальты	Вдоль трещин, в миндалинах, в основной массе породы по стеклу	3—50, до 70	Кварц, аметист, горный хрусталь, халцедон, опал, цеолиты, апофиллит, пренит, эпидот, боулингит-иддингсит, кальцит, нонтронит, медь самородная, пирит
	Недифференцированные интрузии долеритов, габбро-долеритов	Вдоль трещин, псевдоморфозы по главным минералам, в интерстициях	0—3, до 60	Цеолиты, пирит, кварц, боулингит-иддингсит, кальцит
	Дифференцированные интрузии габбро-долеритов	Вдоль трещин, в полостях выщелачивания, псевдоморфозы по главным породообразующим минералам, поперечноволокнистые образования в прожилках	0—5, до 90	Зеленая роговая обманка, альбит, кварц, гранат, цеолиты, пренит, биотит, сфен, пирит, апофиллит, кальцит
Контактовые роговики	Кордиеритовые роговики с гиперстеном, плагиоклазом, ортоклазом	Псевдоморфозы по кордиериту, в основной ткани породы	5—20	Альбит, мусковит, биотит, кварц
	Узловатые сланцы (слюдисто-хлоритовые)	Радиально-лучистые скопления чешуек; редко в основной ткани	20—30, до 50—70	Мусковит, реже биотит, кальцит, альбит, сфен, эпидот, пирит
	Пятнистые сланцы	В индивидуализированных агрегатах среди основной ткани	5—20	Серицит, сфен, глинистое вещество, углистые частицы, биотит, мусковит, альбит, пирит, гематит
	Глинистые сланцы	Неправильной формы овальные и вытянутые скопления чешуек	3—7	Серицит, глинистое пелитоморфное вещество, реже полевой шпат, кварц, апатит
Метасоматиты	Спилозиты	Скопления чешуек в узлах и рассеянные чешуйки в основной ткани	5—15, до 30—60	Альбит, калишпат, биотит, мусковит, сфен, кальцит, пирит, апатит и турмалин
	Адинолы	Чешуйки в основной ткани	3—5, до 15	Кварц, мусковит, серицит, амфибол, кальцит, сфен, апатит, рутил, пирит
	Хлорит-слюдистые породы с кварцем (до 25%) и альбитом (до 60%)	Псевдоморфозы по кордиериту и биотиту в ассоциации с другими минералами, включения в альбите и кварце, самостоятельные чешуйки	3—7, до 20—30	Кварц, альбит, калишпат, биотит, мусковит, апатит, сфен, эпидот, рутил, пирит, магнетит

Метасоматиты	Альбитизированные траппы (базальты, долериты и габбро-долериты)	Чешуйчатые и радиально-лучистые агрегаты, псевдоморфозы по клинопироксену, стекловатому мезостазису	10—25	Альбит, калишпат, кварц, сфен, апатит, титаномагнетит, биотит, роговая обманка, серпентин, пирит, кальцит, гематит
	Магнезиально-известковые метасоматиты (скарны, скарноиды)	Псевдоморфозы, прожилки в минералах, пластинчатые, чешуйчатые и игольчатые скопления	0—5	Флогопит, монтичеллит, гидрогранат, серпентин, клинопироксен, кальцит, ангидрит, магнетит, сульфиды, гранат, брусит
	Известковые метасоматиты (скарны, скарноиды)	Псевдоморфозы, прожилки и гнезда чешуйчатых агрегатов, сферолиты, щетки вдоль трещин	0—5, до 20	Ангидрит, кальцит, везувиан, клинопироксен, гранат, гидрогранат, слюда, волластонит, пренит, амфибол, брусит, гипс, ксонотлит, пумпеллит
Сульфидные руды	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды в габбро-долеритах	Оторочки на границе руда — порода, скопления чешуек хлорита в ассоциации с другими минералами в реакционных образованиях около сульфидных вкрапленников, включения чешуек в сульфидах, прожилки в них	1—7	Сульфиды, магнетит, гранат, амфибол, альбит, биотит, флогопит, серцентин, пренит, клинопироксен, гидрогранат, ангидрит, кальцит
	Сплошные сульфидные руды	Включения в сульфидах, прожилки, сферокристаллы, силикатные шарики	3—5	Сульфиды, магнетит, серпентин, гидрогранат, кальцит, ангидрит, клинопироксен, гранат, гизингерит
Гидротермальные жилы	Жилы, секущие габбро-долериты, метасоматиты (рудные и безрудные) и сплошные сульфидные залежи	Оторочки на стенках прожилков, гнезда, псевдоморфозы, реликты среди кальцита, ангидрита, кварца и др.	5—40, до мономинеральных	Халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит, пирит, магнетит, цеолиты, кварц, горный хрусталь, серпентин, кальцит, гипс, ангидрит, апофиллит, пумпеллит, эпидот, пренит, тремолит, реже датолит, флюорит, гизингерит, таумасит, сапонит

В магнезиальных метасоматитах из вторичных изменений чаще развита серпентинизация, однако наряду с ней встречаются и хлориты. В серпентинитах они замещают серпентин и гидрогранат. В магнезиально-известковых и особенно известковых метасоматитах хлорит отмечается чаще. Здесь он ассоциирует со скарновыми и постскарновыми минералами (см. табл. 1) либо образует секущие породу прожилки.

В оруденелых породах и сплошных рудах хлорит широко распространен как самостоятельный минерал, так и в комплексе с другими минералами (см. табл. 1). В сплошных сульфидных рудах хлорит часто бывает единственным, сохранившимся при замещении силикатных пород реликтовым нерудным минералом. Значительно чаще хлорит в ассоциации с сапонитом, гизингеритом, кварцем и др. сечет сульфидные руды. Кроме того, среди сульфидов иногда наблюдаются своеобразные хлоритовые (силикатные) шарики. Хлоритовые породы были встречены в контакте сульфидной залежи с такситовыми габбро-долеритами, где они слагали оторочку мощностью 0,05—0,1 м, а при выклинивании рудного тела хлориты продолжали его (Додин, Батуев, 1971 г.).

Для Талнахского рудного узла хлорит — обычный минерал гидротермальных жил, секущих ранние метасоматиты, габбро-долериты интрузии и руды. На месторождении Норильск-1 он встречается в парагенезисе с халькопиритом, Талнахском — с халькопиритом, борнитом, халькозином, пиритом, кварцем, сапонитом и гизингеритом, Октябрьском — кроме того, с магнетитом, сфалеритом, галенитом, кальцитом, ангидритом и гипсом. Кроме перечисленных ассоциаций, в гидротермальных жилах отмечаются переменные количества других минералов (см. табл. 1).

Под микроскопом хлорит имеет вид одиночных чешуек, фибро- и лепидогранобластовых агрегатов, листоватых и криптокристаллических скоплений, продольно- и поперечно-волокнистых агрегатов в трещинах, радиально-лучистых наростов на ксенолитах, сферокристаллов, псевдоморфоз и кайм замещения и т. д. Цвет хлорита зеленый различных оттенков до черного и бурого. В продольно-волокнистых агрегатах можно видеть изменение его цвета от периферии прожилка к центру от светло-зеленого, желтоватого и бесцветного до темно-зеленого, бурого и коричневого. Такое изменение окраски можно встретить по простиранию игольчатых зерен хлорита в радиально-лучистых образованиях (см. фото, *б*). Сферокристаллы минерала («силикатные шарики») нередко встречаются среди метасоматитов, сульфидных руд и в полостях выщелачивания пород.

Показатели преломления хлоритов варьируют в широком диапазоне (Nm=1,562—1,659) даже в пределах одного шлифа. Двупреломление колеблется от 0,012 до 0 (практически изотропного), причем высокие его значения отмечаются у зерен с нормальной интерференционной окраской. Интерференционная окраска у хлоритов изменяется от нормальной до аномальной оливково-бурой, коричневой и серо-сине-фиолетовой. Последняя обусловлена сильной дисперсией света. Это, как известно, до некоторой степени служит диагностическим признаком при разделении Mg, Mg — Fe и Fe-хлоритов. Угол оптических осей обычно очень небольшой и только у некоторых достигает 52—58° (Золотухин, 1965). Оптическая ориентировка изменяется от (+) у магнезиальных до (—) у железистых. Плеохроизм слабый до среднего у некоторых зеленых разностей (Nm—зеленый, Np—травяно- и соломенно-желтый). Цвет хлорита в шлифах зеленый различных оттенков (оливковый, желтоватый, травянистый, буроватый), красно-коричневый и бесцветный.

Под микроскопом можно проследить последовательное замещение пород хлоритом: в габбро-долеритах замещению сначала подвергаются фемические минералы в виде каемок и псевдоморфоз, а в дальнейшем

и салические. В хлорититах иногда сохраняются структуры просвечивания магматических пород. В известковых скарнах Талнаха хлорит отмечается в парагенезисе с гранатом и везувианом, образуя в них пойкилитовые вростки. Подобные наблюдения описаны и для метасоматитов интрузии Макус (Васильев, Золотухин, 1970). Эти находки, по-видимому, следует считать как наиболее высокотемпературные реликты хлорита, поскольку в большинстве случаев он замещает скарновые минералы. В ассоциациях хлорита с амфиболом, эпидотом, пренитом, биотитом, апофиллитом, цеолитами, кальцитом, ангидритом, серпентином и таумаситом отмечается переменный идиоморфизм этих минералов и хлорита, свидетельствующий о близком или одновременном их образовании. С другой стороны, значительно чаще эти минералы замещены хлоритом. Замещение биотита нередко сопровождается обесцвечиванием или озеленением слюды с образованием полных гомоосевых псевдоморфоз. В серпентиновых прожилках хлорит приурочен к центральным их частям, что свидетельствует о более позднем его образовании. По отношению к сапониту отмечается более ранний хлорит (его больше) и поздний, который его сечет. С гизингеритом хлорит образует порою настолько тесные срастания, что трудно их диагностировать. Наряду с этим наблюдается вполне четкое замещение его гизингеритом. Срастания хлорита с гизингеритом, по-видимому, обусловили некоторые необычные для хлоритов вариации Fe_3O_3 и H_2O.

Как отмечалось выше, взаимоотношения хлорита с рудными минералами самые различные. Пентландит-халькопирит-пирротиновые руды содержат включения реликтов хлорита. Во вкрапленных в габбро-долеритах рудах сульфиды часто ксеноморфны по отношению к хлориту. Эти наблюдения относятся к ранним хлоритам, а поздние генерации повсеместно секут сульфиды. Галенит, сфалерит и метасоматический магнетит, судя по взаимоотношениям минералов, замещают ранний хлорит, отмечаются в парагенезисе с частью его, и, наконец, поздний хлорит сечет рудные минералы.

Микроскопические исследования шлифов позволили установить широкое развитие и разнообразие форм проявления хлоритоподобных минералов в интрузивных и эффузивных траппах, контактовых роговиках, метасоматитах и рудах. Состав вмещающих пород накладывает отпечаток на характер локализующихся в них хлоритов, а эволюция метасоматически-гидротермальных растворов приводит к образованию различных генераций минерала и находит отражение в особенностях его состава и свойствах. Нередко даже в пределах одного шлифа можно установить различные генерации хлорита, которые отчетливо различаются по агрегатному состоянию, взаимоотношениям и цвету продуктов. На фото (*в*) показан прожилок хлорита, секущий хлоритизированный оруденелый пикритовый габбро-долерит. Основная масса породы представлена рудным минералом и буровато-зеленым хлоритом, псевдоморфирующим все без исключения породообразующие минералы с сохранением структуры просвечивания исходной породы. В зальбандах прожилка отмечаются светло-зеленые корочки слабо окристаллизованного хлорита. На него нарастает темно-зеленый колломорфный хлорит, затем бесцветный радиально-лучистый и, наконец, светло-желтовато-зеленый колломорфный хлорит — заполнитель трещины.

Многообразие форм проявления хлорита в различных породах нашло отражение и в разнообразии их химического состава. В геологической литературе по Норильскому району имеется всего семь химических анализов хлоритов и хлоритоподобных минералов. Последние обладают специфическими особенностями, которые не позволяют надежно определить их как обычные хлориты (Кепежинскас, 1965). Необычны для них высокое общее содержание воды при заниженном количестве

Результаты химических анализов

Окисел	141М	142М	143М	143М—1	159М	160М
1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	42,10	38,68	37,19	37,70	40,08	37,08
TiO_2	0,037	0,037	0,28	сл.	—	—
Al_2O_3	8,00	9,15	9,00	8,50	7,64	9,00
Fe_2O_3	7,04	5,82	4,12	6,41	4,13	11,89
FeO	3,69	7,11	8,64	6,92	7,29	13,86
MnO	0,007	0,16	0,12	0,06	0,05	0,14
MgO	23,03	21,77	20,07	21,26	25,38	16,50
CaO	2,73	4,03	3,15	2,04	—	1,25
Na_2O	0,06	0,09	0,12	0,01	1,00	0,25
K_2O	0,01	0,12	0,20	0,05	0,03	0,13
Li_2O	—	—	—	сл.	0,015	—
P_2O_5	0,028	0,04	0,11	»	—	—
H_2O+	—	—	—	—	(7,43)	10,40
H_2O-	5,72	4,70	6,66	7,57	2,95	—
П. п. п.	7,72	7,66	8,61	9,14	11,11	—
Ni	—	0,21	0,10	0,06	0,013	—
Сумма	100,15	99,57	99,50	99,72	99,68	100,50
Дополн. опред., вес. %		Cl—0,06	Cr_2O_3—0,02 CO_2—0,85 S—0,26	Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.		

Окисел	545М	547М	548М	549М	550М	551М
	15	16	17	18	19	20
SiO_2	40,56	33,42	35,44	42,40	37,98	26,68
TiO_2	—	0,12	0,28	0,09	0,12	—
Al_2O_3	9,06	9,23	9,02	8,75	5,56	23,90
Fe_2O_3	5,84	5,28	7,28	3,07	12,24	1,20
FeO	6,72	15,71	9,28	5,74	11,03	6,61
MnO	0,07	0,20	0,18	0,11	0,12	0,005
MgO	19,80	18,54	21,31	20,46	15,85	26,76
CaO	2,77	2,66	2,20	3,20	2,40	0,36
Na_2O	0,50	1,02	1,16	1,16	1,44	0,15
K_2O	0,02	0,26	0,20	0,36	0,19	0,02
Li_2O	0,010	0,59	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—
H_2O+	(6,26)	—	0,02	6,88	7,13	—
H_2O-	3,35	2,62	2,88	7,82	5,80	0,48
П. п. п.	11,35	—	—	—	—	12,96
Ni	—	0,06	0,11	0,01	0,03	—
Сумма	100,05	100,26	99,91	100,09	99,89	99,17
Дополн. опред., вес. %		Cu—0,01 Co—0,005	Cu—0,13 Co—0,017	Cu—0,01 Co—0,003	Cu—0,01 Co—0,003	

Таблица 2

хлоритоподобных минералов

531М	532М	533М	534М	535М	536М	540М
8	9	10	11	12	13	14
33,40	37,60	37,60	28,65	32,30	34,60	38,40
0,24	0,39	сл.	—	0,04	0,30	0,79
14,65	12,49	8,50	14,07	сл.	9,70	11,46
7,45	10,57	10,46	14,74	13,68	22,79	4,36
12,62	15,15	3,92	24,57	43,23	13,24	7,65
0,16	0,16	0,04	0,09	0,02	0,39	0,278
14,78	9,51	19,91	4,58	сл.	3,04	18,03
2,35	2,35	2,53	1,51	»	2,81	9,75
0,14	0,70	0,02	0,22	0,02	0,75	0,35
0,67	0,43	0,04	0,03	0,03	0,87	0,12
сл.	сл.	сл.	0,015	сл.	0,02	0,02
0,41	»	»	0,05	»	сл.	0,01
сл.	—	—	(7,44)	—	—	—
2,93	1,94	8,45	2,90	0,65	2,92	1,60
10,28	8,87	9,14	8,69	10,07	8,81	6,95
0,27	0,03	0,03	0,025	сл.	0,13	0,01
100,35	100,19	100,64	100,14	100,04	100,37	99,84
Cr_2O_5—сл. V_2O_5—сл.	Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.	Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.		Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.	Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.	Cr_2O_3—0,01 V_2O_5—0,05

552М	555М	556М	558М	559М	560М	562М
21	22	23	24	25	26	27
27,10	28,12	47,62	33,20	32,90	41,68	39,40
0,18	2,62	0,07	0,32	1,96	—	1,51
24,52	14,27	н. о.	11,40	11,31	8,38	11,10
2,53	12,85	14,33	11,99	2,21	2,25	2,08
4,85	25,32	5,76	21,50	33,01	3,26	11,42
0,54	0,51	0,23	0,146	0,25	0,05	0,27
24,95	4,41	13,43	7,78	7,85	23,55	16,22
1,69	0,35	н. о.	1,19	—	4,49	8,98
0,11	0,05	0,05	0,15	0,35	0,03	0,62
0,43	0,07	0,03	0,60	0,20	0,05	0,05
—	—	0,010	0,01	0,015	0,015	0,015
—	0,44	н. о.	—	0,08	—	0,16
12,99	8,66	(7,40)	—	(8,95)	(7,19)	(6,72)
0,24	2,08	6,45	1,60	0,10	4,25	0,80
—	—	11,54	10,50	9,62	11,91	7,77
—	сл.	0,55	0,006	0,10	0,013	0,013
100,13	99,87	100,07	100,46	99,96	99,93	100,39
	S—0,10 SO_3—0,02		Cr_2O_3—0,06			

Окончание табл. 2

Окисел	563М	564М	568М	569М	579М	128М
	28	29	30	31	32	33
SiO_2	33,15	35,60	36,82	37,35	49,40	44,70
TiO_2	0,48	1,04	н. о.	0,30	сл.	0,18
Al_2O_3	13,00	12,31	11,62	10,00	»	5,11
Fe_2O_3	2,77	4,32	4,18	4,70	17,77	27,19
FeO	19,13	21,11	11,90	9,18	1,34	4,30
MnO	0,320	0,20	0,07	0,248	0,50	0,69
MgO	16,15	13,43	19,71	19,83	13,08	4,76
CaO	2,14	1,21	1,46	2,50	0,12	2,36
Na_2O	0,04	0,10	0,20	0,10	0,02	0,68
K_2O	0,55	0,07	0,03	0,12	0,02	1,64
Li_2O	0,025	0,035	0,015	0,01	сл.	0,002
P_2O_5	0,05	0,11	н. о.	н. о.	»	0,05
H_2O+	—	(8,37)	(8,98)	—	—	8,06
H_2O-	1,90	0,75	2,75	6,00	6,80	—
П. п. п.	10,23	10,15	11,03	8,92	10,54	—
Ni	0,078	0,17	0,019	0,21	сл.	—
Сумма	100,05	100,60	99,82	99,49	99,79	99,72
Дополн. опред., вес. %	Cr_2O_3—0,04			Cr_2O_3—0,02 V_2O_5 не обн.	Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.	Cr_2O_3—сл. V_2O_5—сл.

Примечание. Хлориты: 141М — светло-зеленый поперечно-волокнистый из прожилка в безоливиновом габбро-долерите, Талнах, скв. 273/526; 142М — зеленый волокнистый из хлорита по пикритовому габбро-долериту, Талнах, рудник Маяк, обр. М-1; 143М — черный, там же; 143М-1 — черный листоватый, наросты на 142М; 159М — зеленый поперечно-волокнистый из прожилка в оруденелом пикритовом габбро-долерите, Талнах, скв. 586/955,6; 160М — темно-зеленый до черного хлоритоподобный минерал из трещин в габбро-долеритах, Норильск-I (Золотухин, 1965); 531М, 532М, 533М — черный листоватый из хлоритита по габбро-долериту с бороздама и зеркалами скольжения из тектонической зоны, Талнах, рудник Маяк, соответственно обр. 248а, 248 и 361 (образцы Б. А. Кулакова); 534М — светло-зеленый из ассоциации с таумаситом, Талнах, рудник Комсомольский; 536М — черный листоватый из хлоритита по габбро-долериту, там же, обр. 846 (образец Б. А. Кулакова); 540М — зеленый в ассоциации с гипогенным ангидритом из прожилка в альбитите, Талнах, обр. РЗ-5; 545М — темно-зеленый в ассоциации с пластинчатым гипсом из оруденелого такситового габбро-долерита, Талнах, рудник Маяк, обр. 20; 547М, 548М, 549М, 550М — из интрузии Норильск-I (Елисеев и др., 1962); 551М, 552М — зеленый из метасоматитов интрузии Макус (Васильев, Золотухин, 1970); 555М — буровато-зеленый листоватый из ассоциации с халькопиритом, экзоконтакт сульфидной жилы, Норильск-1; 558М — зеленый из прожилка в сплошной халькопирит-пирротиновой руде, там же, обр. 580; 559М — черный из зальбанд хизлевудит-борнит-халькозинового прожилка там же, обр. 1172; 560М — светлый серовато-зеленый из «хлоритовых рубашек» на обломках пикритового габбродолерита, Норильск-1, рудник Медвежий ручей, обр. МР-1, 562М — темно-зеленый из хлоритита по габбро-долериту, Талнах, рудник Комсомольский, обр. К-44; 563М — зеленый из ангидрит-хлоритовой жилы в безоливиновом габбро-долерите, там же, обр. К-53; 564М — то же, в ассоциации с кальцитом, стильбитом и сфалеритом из прожилка в габбро-долерите, там же, обр. К-54; 568М, 569М — черный из хлорититов по оливиновым габбро-долеритам, там же, соответственно обр. К-60 и К-61; 535М — зеленый аморфный гизингерит в ассоциации с магнетитом из прожилка в сплошной талнахитовой руде, Талнах, рудник Маяк, обр. 687; 556М — буровато-зеленый дощатый хлорит-сапонит (?) в ассоциации с биотитом и пиритом из прожилка в оруденелом габбро-долерите, Талнах, рудник Маяк, обр. 1176; 579М — светло-коричневый древесиноподобный хлорит-сапонит (?) в ассоциации с биотитом и пиритом из прожилка в сульфидной руде, Талнах, рудник Маяк; 128М — золотистый чешуйчатый нонтронит из гнезд в базальте, Талнах, рудник Комсомольский, обр. К-12.

Анализы 547М—550М заимствованы из работы Э. Н. Елисеева и др. (1962), остальные выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР А. В. Сухаренко, Л. А. Непенной и Э. С. Гулецкой. В скобках указаны значения H_2O^-, вошедшие в п.п.п.

Таблица 3

Результаты пересчетов хлоритоподобных минералов по методу Д. П. Сердюченко

Ионы		141М	142М	143М	143М=1	159М	160М	531М	532М	533М	534М	535М	536М	540М	545М	547М	548М
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Четверная координация	Si	3,48	3,77	3,86	3,84	3,92	3,67	3,42	3,76	3,82	3,13	3,89	3,65	3,64	3,48	3,48	3,58
	Al	0,52	0,23	0,14	0,16	0,08	0,33	0,58	0,24	0,18	0,87	—	0,35	0,36	0,52	0,52	0,42
	Fe^{3+}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—
Шестерная координация	Si	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Al	1,03	0,82	0,96	0,86	0,80	0,72	1,18	1,24	0,83	0,95	—	0,85	0,93	0,40	0,605	0,65
	Ti	0,025	0,03	0,02	—	—	—	0,02	0,03	—	—	—	0,025	0,06	—	0,01	0,02
	F^{3+}	0,87	0,42	0,32	0,49	0,305	0,89	1,70	0,79	0,81	1,21	1,13	1,81	0,32	0,37	0,41	0,56
	Fe^{2+}	0,26	0,58	0,75	0,59	0,60	1,15	1,08	1,27	0,33	2,25	4,35	1,17	0,60	0,48	1,37	0,78
	Mg	2,83	3,16	3,11	3,23	3,70	2,43	2,25	1,39	3,02	0,75	—	0,48	2,55	2,53	2,875	3,2
	Mn	0,005	0,02	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,01	—	0,01	—	0,04	0,02	0,005	0,02	0,02
	Ni	—	—	—	—	—	—	0,025	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
	Ca	0,24	0,42	0,21	0,22	—	0,13	0,26	0,25	0,275	0,18	—	0,32	0,99	0,25	0,29	0,24
	R^{1+}	0,06	0,03	0,05	—	0,19	0,06	0,11	0,18	—	0,04	—	0,27	0,07	0,08	0,35	0,19
	OH	7,39	8,03	10,56	11,41	6,76	6,86	7,01	7,21	11,93	7,55	8,59	8,26	5,41	5,5	9,16	8,68

Окончание табл. 3

Ионы		549М	550М	551М	552М	555М	556М	558М	559М	560М	562М	563М	564М	568М	569М	579М	128М
		19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Четверная координация	Si	4,0	3,89	2,61	2,62	3,06	4,00	3,52	3,51	3,49	3,75	3,41	3,59	3,68	3,77	4,00	4,00
	Al	—	0,11	1,39	1,48	0,94	—	0,48	0,49	0,51	0,25	0,59	0,41	0,32	0,23	—	—
	Fe^{3+}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Шестерная координация	Si	0,13	—	—	—	—	0,88	—	—	—	—	—	—	—	—	0,94	0,32
	Al	0,99	0,57	1,37	1,31	0,89	—	0,95	0,93	0,31	0,99	0,99	1,06	1,05	0,96	—	0,58
	Ti	0,01	0,01	—	0,02	0,22	—	0,025	0,16	—	0,07	0,04	0,08	—	0,02	—	0,01
	Fe^{3+}	0,22	0,95	0,09	0,19	1,05	1,11	0,96	0,18	0,14	0,15	0,22	0,33	0,31	0,35	1,33	1,98
	Fe^{2+}	0,47	0,94	0,54	0,40	2,305	0,49	1,90	2,94	0,23	0,91	1,64	1,78	1,00	0,78	0,11	0,35
	Mg	2,965	2,42	3,91	3,60	0,71	2,05	1,23	1,25	2,94	2,30	2,47	2,02	2,94	2,98	1,95	0,68
	Mn	0,01	0,01	—	0,04	0,05	0,02	0,01	0,03	—	0,02	0,025	0,02	0,01	—	0,04	0,06
	Ni	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—
	Ca	0,33	0,26	0,04	0,17	0,04	0,40	0,13	—	0,40	0,91	0,23	0,13	0,16	0,27	0,01	0,24
	R^{1+}	0,27	0,31	0,02	0,06	0,01	—	0,10	0,10	—	0,11	0,07	0,03	0,04	0,01	—	0,33
	OH	11,88	8,83	8,79	9,19	7,82	12,32	8,32	13,17	6,39	7,76	8,32	6,12	7,83	10,04	11,71	5,20

высокотемпературной воды, высокое содержание кремнезема, кальция и щелочей, низкие показатели преломления и, наконец, низкотемпературные термические эффекты при $T=110—200°C$. Аномальные состав и свойства норильских хлоритов согласуются с аномальными рентгенометрическими константами: вместо характерного для хлоритов отражения около 14 *кХ* оно достигает 16—17 *кХ* (Елисеев и др., 1962). Эти исследователи необычные состав и свойства норильских хлоритов объясняют строением минералов по типу смешанослоистых образований, разбухающих минералов, сходных с монтмориллонитом.

Нами проведены комплексные исследования группы хлоритоподобных минералов. С этой целью было выделено свыше 30 монофракций хлорита из различных пород и руд. Для выделенных минералов был проведен химический, рентгенометрический и термический анализы, ИК-спектроскопия и электронная микроскопия. Здесь рассматриваются только особенности химического состава хлоритоподобных минералов, результаты других исследований находятся в стадии обработки и будут описаны в дальнейшем.

Рентгенометрические исследования с использованием отжига минералов и напитывания их этилен-гликолем показали, что изучаемые нами хлоритоподобные минералы (табл. 2) представляют собой ряд разбухающих смешанослоистых минералов с широко изменяющимися свойствами — от разбухающих хлоритов, монтмориллонитов, вермикулитов до хлоритов, сапонитов и т. д. Термический анализ норильских образцов также подтвердил специфичность этих минеральных образований: они обнаруживают нехарактерные для хлоритов отчетливые низкотемпературные эффекты при $T=100—200°C$, с потерей воды до 45—60%.

Особенностью химизма изучаемых минералов (см. табл. 2) являются широкие вариации содержаний всех основных минералообразующих окислов. Так, количество кремнезема изменяется от 26,68 до 49,40 вес.%, глинозема — от 0 до 24,52 вес. %, окисного железа — от 1,20 до 22,79, закисного железа — от 1,34 до 33,01, магнезии — от 3,04 до 26,76 вес. %. В отличие от описанных в литературе исследованные нами хлориты, как правило, имеют повышенные против обычных содержания кремнезема, а количества глинозема, наоборот, довольно низкие. Исключение составляют два анализа макусовских хлоритов (551М и 552М) с нормальным содержанием этих окислов и примерно равными количествами Al^{IV} и Al^{VI} в формуле, как и предполагается в идеальном случае. В остальных случаях количество кремния в формуле приближается к 4, а количество алюминия в тетраэдрических слоях не превышает 0,87, причем соотношения его в тетраэдрических и октаэдрических слоях могут быть самыми различными. Повышенную кремнеземистость и пониженную глиноземистость норильских хлоритов, по-видимому, следует объяснять образованием их главным образом за счет относительно богатых кремнеземом и бедных глиноземом фемических минералов траппов.

Основная масса хлоритоподобных минералов представлена окисленными хлоритами с содержанием $Fe_2O_3>4\%$. Количество и соотношение окисного и закисного железа в различных анализах широко варьируют. Дефицит Al^{VI} компенсируется Fe^{3+}, а с другой стороны, по-видимому, имеет место изоморфизм типа $2Fe^{3+} \longrightarrow 3Fe^{2+}$. Наиболее обогащены железом в большинстве случаев хлоритоподобные минералы из богатых железом сплошных сульфидных руд и оруденелых пород. Именно в сплошных рудах на границе с кварцевыми песчаниками обнаружены крайние железистые члены «хлоритоподобных» минералов — гизингериты ($Fe_4(OH)_8Si_4O_{10}\cdot 10H_2O$). В целом намечается тенденция к переходу от высокожелезистых хлоритоподобных минералов к гизингеритам.

Зависимость состава хлоритов от состава вмещающих пород чувствуется и по содержанию магния в хлоритоподобных минералах. Наибо-

лее обогащены магнием хлориты из богатых оливином пикритовых габбро-долеритов.

Кальций и щелочи в переменных количествах присутствуют почти во всех анализах хлоритоподобных минералов. Основная масса анализов имеет CaO<3 вес. %, иногда 9,25 (540М) и 8,98 (562М) вес. %. В последнем случае, судя по содержанию H_2O^+, H_2O^- и П. п. п. (см. табл.2), примесь кальцита практически исключается, а возможность присутствия другой примеси покажут рентгенометрические исследования. Na_2O в большинстве анализов не более 1 вес. %, в пяти анализах — больше или равно 1 вес. % и в одном — 1,44 вес. %. Максимальное количество K_2O составляет 0,87 вес. %, в шести анализах — выше 0,4 вес. %, а в остальных — меньше этого значения.

Большинство исследователей считают, что для таких крупных катионов, как Ca, Na и K, нет места в структуре хлорита, тем не менее существует представление, что они все-таки могут заселять крупные гексагональные ячейки, образуемые основаниями кремнекислородных тетраэдров (Сердюченко, 1953). Количественные возможности такого вхождения этих элементов пока не установлены для хлоритов и тем более для смешанослоистых разбухающих хлоритоподобных минералов.

Содержание воды в хлоритоподобных минералах также значительно колеблется. Отличительной особенностью норильских хлоритов является повышенное количество H_2O^- и пониженное H_2O^+. Наряду с повышенной обводненностью ряда анализов отмечаются пробы с дефицитом общей воды, которая в пересчете на формульные количества не достигает необходимого теоретического значения (8 OH-групп). Обычно считается, что недостаток воды в хлоритах вызван примесью в пробах других минеральных фаз, занижающих ее содержание. Для норильских хлоритов это обстоятельство осложняется характером минералов, способных в определенных условиях давать обезвоженные продукты или, наоборот, обогащенные адсорбированной водой.

Количества прочих элементов в исследованных хлоритах переменны и незначительны. Интерес представляют богатые титаном пробы: 555М — 2,62; 559М — 1,96; 562М — 1,51 и 564М — 1,04 вес.% TiO_2. Некоторые исследователи считают титан примесью, другие склонны допускать возможность вхождения его в хлориты шестерной и даже четверной координации. Никеля в норильских хлоритах обычно от сотых долей до 0,27 вес.%, и только в одном анализе сапонита (?) (556М) количество его достигает 0,55 вес.%.

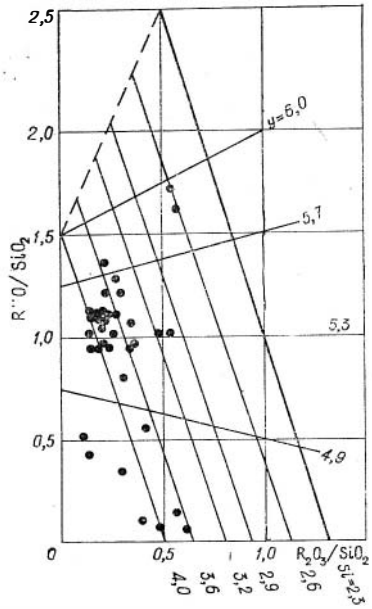


Диаграмма состава хлоритов и хлоритоподобных минералов Норильского района.

Для наиболее наглядного представления химического состава хлоритоподобных минералов нами была использована классификационная для хлоритов диаграмма содержания кремния в тетраэдрических слоях (Сердюченко, 1953). Состав тетраэдрических слоев хлоритоподобных минералов колеблется в широких пределах (см. рисунок). Два верхних анализа находятся на границе корундофиллита и прохлорита. Это наиболее обогащенные глиноземом хлориты Макуса (ан. 551М и 552М). По мере повышения роли кремнезема в тетраэдрических слоях точки анализов сдвигаются справа

налево. В полосе Si=2,9—3,2, соответствующей клинохлорам, располагаются два анализа (534М и 555М). В следующей полосе — пеннинов — находятся 7 анализов (сверху вниз 547М, 563М, 559М, 564М, 531М, 141М, 558М). Основная масса хлоритоподобных минералов лежит в полосе серпентин-хлоритов (Si=3,6—4,0) и частично за нею. За линией Si=4 располагаются наиболее обогащенные кремнеземом хлоритоподобные минералы. Это точки анализов хлоритвермикулитов (?) (сверху вниз 560М и 549М), сапонитов (?) (556М и 579М) и нонтронит (128М). Для сравнения на эту же диаграмму нанесены точки 4 анализов гизингеритов (нижняя часть диаграммы) (Рябов, Кулаков, 1974), которые некоторыми исследователями относятся к группе слоистых силикатов типа монтмориллонита. Нанесенные на диаграмму анализы образуют более или менее насыщенный точками шлейф, позволяющий предполагать возможность постепенных переходов в ряду разбухающих хлоритоподобных минералов типа хлорит-монтмориллонита. хлорит-вермикулита и т. д. вплоть до гизингеритов.

Обобщая предварительные результаты исследования особенностей распространения и химизма хлоритов — хлоритоподобных минералов Норильского района, можно отметить некоторые основные положения.

1. Хлоритовая минерализация в Норильском районе пользуется широким распространением в различных типах пород.

2. Состав хлоритоподобных минералов находится в тесной зависимости от химизма вмещающих пород.

3. Результаты химических анализов показывают широкие вариации состава минералов по основным минералообразующим окислам. Для основной массы хлоритоподобных минералов характерны повышенные содержания кремнезема, кальция, щелочей и адсорбционной воды и низкие содержания глинозема и «высокотемпературной» воды.

4. Можно предполагать, что специфические особенности норильских хлоритов — разбухающих минералов — являются результатом действия метасоматически-гидротермальных растворов, которые выщелачивают часть катионов из ранее образованных хлоритов без значительных структурных изменений минералов. Часть хлоритоподобных минералов возникает непосредственно из гидротермальных растворов.

5. Кристаллизация хлоритов и хлоритоподобных минералов осуществлялась в широком диапазоне температур. Верхняя температурная граница их образования соответствует кривой устойчивости хлорит-мусковитовой фации для контактовых роговиков (Туровцев,, 1972) и условиям известковых скарнов — для метасоматитов. Нижняя температурная граница определяется соответственно «кинетическим порогом метаморфизма» и концом гидротермального этапа.

ЛИТЕРАТУРА

Бабий-Мирончук М. Г. Об «аномальных» хлоритах.— В кн.: Матер. науч. конференции геологического факультета Львов. ун-та. Изд. Львов. ун-та, 1966, с. 106—108.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О метасоматитах интрузива Макус (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 187—211.

Елисеев Э. Н., Кавич И. В., Мирончук М. Г. Рентгенометрическое исследование некоторых алюмосиликатных и сульфидных минералов Норильского месторождения.— В кн.: Рентгенография минерального сырья, вып. 2. 1962, с. 17—23.

Золотухин В. В. Минералогия реакционных образований в рудах Норильска.— В кн.: Матер. по генетич. и эксперимент. минералогии, т. 3. Новосибирск, «Наука», 1965,

Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965. 135 с.

Рябов В. В., Кулаков Б. А. Гизингериты Талнахского рудного узла.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 4, с. 44—54.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. М., 1953.

Туровцев Д. М. Закономерности пространственного размещения метаморфических и метасоматических образований в контактовых ореолах трапповых интрузивов Талнахского рудного узла. Автореф. канд. дис. М., 1972. 20 с.

В. В. ЗОЛОТУХИН

О НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ВОПРОСАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Одним из важных достижений современной геологической науки является как установление самого факта изменения кислотности-щелочности (pH) постмагматических растворов, так и большого значения его в процессе рудообразования. Эволюция величины pH постмагматических растворов в той или иной мере признавалась и раньше, но основы современных представлений по этому вопросу были впервые четко сформулированы Д. С. Коржинским, который продолжает их детализировать и развивать (Коржинский, 1953, 1956, 1957, 1963, 1965, 1966, 1967, 1970). Дальнейшее развитие теории постмагматических процессов позволило выявить зависимость активности компонентов от кислотности растворов и установить последовательность реакций при постмагматических процессах (Коржинский, 1956), указать на роль фильтрационного эффекта в дифференциальной подвижности компонентов (Коржинский, 1953, 1966), уяснить большую роль фактора Eh (окислительно-восстановительного потенциала) в процессах минералообразования (Гаррелс, 1962; Маракушев, 1963, 1965, 1972), установить функциональную зависимость факторов Eh, pH и P_{O_2} растворов (Коржинский, 1953; Маракушев, 1965) и т. д.

В то же время появились работы расчетного характера, где сведения о параметрах процессов часто следуют из реакций, написанных в лучшем случае исходя из наблюдавшихся парагенезисов минералов *, а чаще в виде отвлеченных вероятностных схем, порою со многими термодинамическими выкладками, допущениями и интерполяциями, за которыми далеко не всегда стоит объективная реальность. Основанные на термодинамических расчетах, диаграммы такого типа получили значительное распространение и, безусловно, полезны, как обзор возможных вариантов. В то же время следует предостеречь от иллюзии, что о физико-химических условиях процессов минералообразования, и рудообразования в частности, уже все достоверно известно. Как указывали многие исследователи, расчетный метод хорош, когда результат его подтверждается экспериментом. На это обстоятельство в применении к теоретическому расчету растворимостей, в частности, указывал Р. Гаррелс (1962): «Всякая величина, определенная лишь теоретическим путем, сомнительна».

Экспериментальные исследования, например, растворимости сульфидов (Мелентьев и др., 1968) показали гораздо большие их величины

* Иногда принимая во внимание ассоциацию лишь рудных минералов или только нерудных, что представляется нам неправильным.

по сравнению с расчетными; экспериментальное изучение фильтрационного эффекта В. А. Жариковым и другими исследователями подтвердило теоретические разработки Д. С. Коржинского (1953) по влиянию этого эффекта на дифференциальную подвижность компонентов в растворе; влияние меняющегося парциального давления кислорода на ход химических реакций в эксперименте подтверждено многими исследователями и т. д. С этой точки зрения для уяснения процессов природного минералообразования, и рудообразования в частности, важны многочисленные сведения, накопленные неорганической и аналитической химией. Они, по существу, результат продолжающегося многими десятилетиями хорошо проверенного эксперимента, что успешно использовалось в минералогии (Соболев, 1948, 1949). Имеет смысл остановиться, учитывая это, на некоторых дискуссионных вопросах рудообразования с тем, чтобы попытаться внести в них бо́льшую ясность. Известно, что в литературе существуют любые, в том числе диаметрально противоположные, оценки кислотности-щелочности растворов, из которых выделяются сульфиды, формирующие месторождения, причем называются условия от кислых до щелочных. Основанием к этому служат общие теоретические соображения, данные по включениям минералообразующей среды и водным вытяжкам, по парагенезисам, экспериментальные данные, расчеты растворимости минералов и т. д.

Наиболее надежным критерием оценки pH маточных растворов наряду с экспериментальными данными о растворимости сульфидных минералов в зависимости от pH и T°C (Мелентьев и др., 1968), по нашему мнению, являются давно установленные данные о различной растворимости соединений металлов, что используется в качественном химическом анализе для разделения катионов на группы при помощи групповых реагентов. Для катионов, играющих большую роль в природных сульфидных месторождениях, групповыми реагентами являются H_2S и $(NH_4)_2S$. Следует отметить, что широкое распространение в природе реагента H_2S приводит к аналогии сульфидообразования в природных и лабораторных условиях.

Как бы ни менялись концентрации ионов в насыщенном растворе малорастворимого электролита, произведение их должно быть величиной постоянной при определенной температуре (Алексеев, 1947). Соотношение это определяет, выделится соединение в осадок либо останется в растворе, т. е. определяет «подвижность» этого соединения и, следовательно, возможность к переносу его растворами. Высокая «подвижность» компонентов в растворе определяется малой активностью этих компонентов.

Следует напомнить, что величина растворимости соединения жестко связана не только с температурой, но и с pH раствора. При изменении кислотности среды соединения могут либо выпасть в осадок, либо раствориться, если они были прежде в осадке. Таким образом, последовательность осаждения и растворения сульфидов явля-

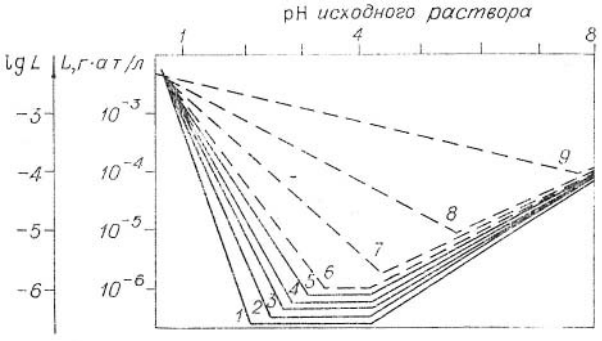


Рис. 1. Изотермы растворимости сфалерита в зависимости от pH исходного раствора по Мелентьеву и др. (1968):

1 — 100°, *2* — 120°, *3* — 140°, *4* — 160°, *5* — 180°, *6* — 200°, *7* — 250°, *8* — 300°, *9* — 350°C.

Классификация катионов по В. Н. Алексееву (1958, с. 29)

Сернистые соединения растворимы в воде		Сернистые соединения нерастворимы в воде		
Углекислые соли растворимы в воде	Углекислые соли нерастворимы в воде	Сернистые соединения растворимы в разбавленных кислотах*	Сернистые соединения нерастворимы в разбавленных кислотах	
I группа	II группа	III группа	IV группа	V группа**
K^+, Na^+, NH_4^+, Mg^{2+} и др.	Ca^{2+}, Sr^{2+}, Ba^{2+} и др.	Al^{3+}, Cr^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+} и др.	I подгруппа — хлористые соли нерастворимы в воде: Pb^{2+}, Ag^+, Hg_2^{2+} II подгруппа — хлористые соли растворимы в воде: Cu^{2+}, Cd^{2+}, Bi^{3+}	Сернистые соединения растворимы в сернистом натрии — Na_2S, ионы элементов As, Sb, Sn, Hg^{2+} и др.
Группового реагента нет	Групповой реагент $(NH_4)_2CO_3$	Групповой реагент $(NH_4)_2S$	Групповой реагент H_2S в присутствии HCl Реагент, осаждающий I подгр. HCl	Групповой реагент Na_2S

* При действии $(NH_4)_2S$ на Al^{3+} и Cr^{3+} выпадают гидраты окисей $Al(OH)_3$ и $Cr(OH)_3$, нерастворимые в воде, но легко растворимые в разбавленных кислотах. К третьей же группе относится и Ti^{4+}, осаждающийся в виде $Ti(OH)_4 \cdot NiS$ и CoS становятся через некоторое время после осаждения нерастворимыми в разбавленных кислотах вследствие превращения их в менее растворимые модификации (Алексеев, 1947, 1958).

** К этой группе относятся также V^{5+}, Mo^{6+} и W^{6+}. Следует иметь в виду, однако, что они отличаются отношением к H_2S (только Mo^{6+}, подобно AS, Sb и Sn, осаждается H_2S в кислой среде).

ется функцией меняющихся температуры и pH растворов (рис. 1). Зная последовательность выделения сульфидов на месторождении и их растворимость в воде и разбавленных кислотах (большие концентрации кислот в природе — достаточно редкое явление), можно говорить о последовательном изменении pH растворов, что служит наиболее убедительным подтверждением эмпирически установленной в природе закономерности в их кислотно-щелочной эволюции. Отсюда следует также большое значение изучения растворимости минералов, в частности рудных, при разных pH и температурах. Примером этого может служить недавняя работа Б. Н Мелентьева с соавторами (1968), где экспериментально доказывается, что даже при постоянной температуре для осаждения минералов может быть достаточным лишь изменение pH раствора (см. рис. 1). Эти результаты существенно не противоречат данным аналитической химии, к изложению которых мы и переходим.

В таблице приводится классификация катионов (Алексеев, 1958) в зависимости от растворимости их сернистых соединений, являющаяся основой качественного анализа. Кратко прокомментируем таблицу для аналогий с природным сульфидообразованием.

1. Как известно, сульфиды катионов III и IV аналитических групп не растворяются в щелочах и, следовательно, могут осаждаться в щелочной среде.

2. Помимо щелочной среды, осаждение сульфидов возможно в нейтральной и кислой среде, поскольку сернистые соединения катионов III—V групп нерастворимы в воде, а катионов IV—V групп — и в разбавленных кислотах.

3. В разбавленных кислотах осаждение катионов III группы не происходит и выпадение в осадок таких важных в рудообразовании катионов, как Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+}, возможно лишь в щелочной и нейтральной среде *. Следует заметить, что после осаждения сульфиды катионов III группы (кроме Ni^{2+}, Co^{2+}) должны растворяться при изменении среды от нейтральной к кислой.

4. Осаждение сульфидов катионов IV группы возможно в нейтральной среде (они нерастворимы в воде). В отличие от катионов III группы их сульфиды нерастворимы и в разбавленных кислотах и, следовательно, могут осаждаться в кислой среде.

5. Полного осаждения катионов III группы в виде сульфидов (нерастворимых в воде, но растворимых в разбавленных кислотах) электролитическая диссоциация самого сероводорода в условиях анализа обеспечить не может (Алексеев, 1947, 1958). В природных условиях, где основным реагентом является H_2S, его ионизация заметно возрастает при высоких температурах (Смит, 1968), хотя полное осаждение катионов III группы, возможно, и здесь не достигается. Тем не менее условия для осаждения в нейтральной среде катионов III и IV групп в виде сульфидов имеются, как и для осаждения катионов IV группы в кислой среде, и поэтому нет оснований говорить лишь о щелочной среде осаждения природных сульфидов катионов этих групп.

6. В отличие от сернистых соединений элементов IV группы сульфиды элементов V группы растворяются в сульфидах щелочных металлов с образованием тиосолей, например, $SnS_2+K_2S=K_2SnS_3$. Сульфиды V группы имеют выраженный кислотный характер, что является причиной их растворимости в сернистых щелочах и благодаря чему катионы V группы не осаждаются в щелочной среде. Не осаждаются сульфиды этой группы при действии H_2S и в нейтральной среде; это возможно только из кислых растворов (Алексеев, 1947, 1958).

Имеющиеся экспериментальные данные о растворимости представителей сульфидов III (ZnS) и IV (Ag_2S и Cu_2S) групп в зависимости от T и pH в условиях повышенных температур (Мелентьев и др., 1968) однозначно свидетельствуют о минимуме растворимости, приходящемся на кислую область (кроме крайних кислых значений pH). Это можно видеть и на рис. 1. Сопоставление растворимостей ZnS и Ag_2S при повышении температуры обнаруживает противоположные тенденции в сдвиге минимума растворимости. Для ZnS он передвигается в интервале 100—350°C от pH=3 до pH=7,5 (т. е. в сторону нейтральной среды), а для Ag_2S — в сторону кислой среды (соответственно при 100—300°C от pH=4 до pH=0,5), т.е. опять-таки приходя в конце концов к данным по растворимости, имеющимся в таблице. Тем не менее минимумы растворимости в кислой области (см. рис. 1) заставляют предполагать при повышенных температурах предпочтительность в природном сульфидообразовании кислой до нейтральной среды для полного осаждения сульфидов.

Важно отметить, что при более высоких температурах происходит и некоторый сдвиг величин pH растворов по сравнению с комнатной температурой. Точка нейтральности для чистой воды при нагревании смещается за счет возрастания ее электролитической диссоциации в сторону более высокой концентрации водородных ионов (понижения pH), при 100°C имея значение 6,07, при 200°C — 5,70. Выше кривая pH воды становится почти параллельной оси температуры (Бетехтин, 1955). По Ф. Г. Смиту (1968) pH воды при 500° C достигает 4,46, а при

* ZnS осаждается и в кислой среде (при pH=2—3), что соответствует рис. 1.

400°C — 4,73 при $P=3$ кбар. По другим данным (Хитаров, Рыженко, 1963), разбавленные растворы кислот и щелочей становятся при нагревании более кислыми, что объясняется тремя причинами: «1) изменяется степень диссоциации электролитов (для сильных падает, для слабых проходит максимум), 2) расчет (по теории Дебая — Хюккеля) показывает, что несколько уменьшаются коэффициенты активности ионов; 3) возрастает диссоциация воды, что сдвигает нейтральную точку в область меньших абсолютных значений pH». По данным этих авторов, для нейтральных, слабокислых и слабощелочных растворов имеется максимум кислотности при 200°C (pH несколько меньше 6), а с дальнейшим повышением температуры фиксируется увеличение pH. Как бы там ни было, но некоторую поправку на покисление растворов необходимо допускать для высокотемпературных условий природных процессов. Если учесть этот температурный сдвиг pH только качественно, то можно говорить о природной среде сульфидообразования, имеющей при комнатной температуре слабощелочную, нейтральную или кислую реакцию, что вытекает из данных измерения pH во включениях в минералах при комнатной температуре (Геохимия гидротермального.., 1971; Рудообразующая среда.., 1972), и нейтральную и кислую — в момент рудообразования. Это согласуется с растворимостью сульфидов, установленной химией для обычной температуры, ее значениями, перечисленными в таблице.

Большая роль в рудообразовании в настоящее время отводится кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов от щелочных к кислым и далее к щелочным, установленной как эмпирическая закономерность (Коржинский, 1953, 1965). Объясняется она прохождением волны кислотных компонентов, опережающих по своей подвижности щелочные компоненты (Коржинский, 1966).

Оценим с точки зрения химии последствия этой эволюции на каком-либо месторождении сульфидных руд. Концентрация иона металла в растворе зависит в значительной мере от растворимости соединения, посылающего в раствор ионы этого металла. Величиной, определяющей направление реакции сульфидообразования, будет, очевидно, отношение растворимостей сульфида, вступающего в реакцию с раствором, и того, который может получиться в результате реакции.

Примером подобного последовательного обмена элементов в сульфидах могут быть явления замещения в сплошных норильских и талнахских сульфидных рудах, в которых можно проследить цепь превращений:

$$|\overset{IV}{Au, Pt, Ag}| \longrightarrow |\overset{III}{Cu}| \longrightarrow |\overset{II}{Ni, Co}| \longrightarrow |\overset{I}{Fe}|..,$$

подтверждением чего служит ряд минералов (куперит, бреггит) → халькопирит → пентландит → пирротин. Если учесть замещение сульфидами силикатных и других вмещающих пород, то ряд может быть продолжен: → Al → Mg → Ca → Na → K. Эта цепь последовательных замещений с образованием в конце концов всех разновидностей сульфидных руд отвечает ряду падения растворимости сульфидов металлов в воде: $Ag_2S < Cu_2S < Bi_2S_3 < PbS < SnS < NiS_\gamma < CoS_\gamma < ZnS_\beta < FeS < MnS$. Далее идут Al_2S_3 (легко гидролизующийся до $Al(OH)_3$), HgS, CaS, Na_2S (хорошо растворимые в воде)*. Приведен-

* Указанный ряд был построен по данным, взятым из «Справочника химика», т. III (с. 515) и «Расчетных и справочных таблиц для химиков» Ю. Ю. Лурье (с. 160). Вторая часть ряда (от Al_2S_3 до Na_2S) состоит из хорошо растворимых в воде соединений, которые в природе являются несомненно эфемерными образованиями и могут играть роль лишь промежуточного, неустойчивого продукта в замещении пород (в том числе силикатных) малорастворимыми сульфидами.

ный ряд явно связан с замещением более растворимых менее растворимыми продуктами реакций, что особенно ярко должно быть выражено при эволюционирующем покислении раствора, ибо подобный же ряд (в порядке убывания) растворимости сульфидов металлов, как показали эксперименты, имеет место в сильно кислых растворах (Смит, 1968, с. 295): Mn, Fe, Ni, Co, Zn, Cd, Pb, Cu (I), Ag, Cu (II), Bi, Hg.

Интересно отметить, что в сильно щелочных растворах растворимости сульфидов, найденные экспериментально, располагаются в следующий ряд (Смит, 1968, с. 296), который начинается с наименее растворимых сульфидов (последовательность элементов в скобках точно не установлена): (Fe, Zn, Cd, Pb, Cu), Ag, Bi, (Hg, Au, Sb, As, Te). Как отмечает Ф. Г. Смит (1968, с. 296), «противоположное чередование элементов в двух приведенных рядах чрезвычайно показательно и, возможно, имеет большое значение». Важно также привести постоянно выдерживающуюся последовательность отложения в гидротермальных жилах (см. там же, с. 296): FeS, ZnS, PbS, Cu_2S, Ag_2S, Bi_2S_3, Sb_2S_3, As_2S_3, HgS.

Если достаточно обоснованно допустить, что это последовательность не отложения, а замещения одних сульфидов другими, признаки которых см., например, (Бетехтин и др., 1958, 1964; Helgeson, 1964 и т. д.), то получится картина, совершенно аналогичная таковой в норильских рудах. Отсюда следует, что сульфиды осаждались, по-видимому, не из щелочной, а из нейтральной и кислой среды. Ряд растворимости отвечает последовательности замещения более растворимых менее растворимыми сульфидами, возникшими в результате реакции ранее выделившихся продуктов (в частности, сульфидов) с растворами. Судя по присутствию в правой части этого ряда сульфидов катионов V группы, среда здесь могла быть уже только кислая. Начало ряда в таком случае могло возникнуть лишь в нейтральной среде, ибо FeS (пирротин) в кислой среде не может осаждаться. В промежутке находятся условия осаждения катионов IV группы, сульфиды которых устойчивы как в нейтральной, так и в кислой среде. Весь ряд выделения сульфидов, очевидно, образуется из растворов, эволюционирующих от нейтральной к кислой среде.

Как видно из сказанного выше, химико-аналитические данные и фактический геологический материал подтверждают теоретические положения Д. С. Коржинского (1953, 1956) о зависимости активности компонентов от кислотности растворов (эта зависимость объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов в растворе, а также взаимодействием раствора и среды). Чем сильнее кислотность среды, тем слабее в ней активность сильных оснований и сильнее — слабых *.

Если рассматривать этот вопрос в более широком плане кислотно-щелочной эволюции природных растворов на протяжении всего постмагматического этапа, как это сделано Д. С. Коржинским (1953, 1956), то можно прийти к тем же выводам о существовании раннещелочного, кислотного и позднещелочного этапов.

Наиболее удобно иллюстрировать это примером так называемых «первично-магматических» сульфидных месторождений (Золотухин, 1971), где имеется несомненная генетическая связь с их материнскими интрузиями — генераторами рудоносных растворов. Не повторяя сказанного ранее (Золотухин, 1964, 1971, 1973; Золотухин, Рябов, 1972), сошлемся лишь на пример изучения метасоматитов, в том числе разнотемпературных реакционных минералов, сопровождающих оруденение

* По-видимому, это определяет в основном и дифференциальную подвижность компонентов (Коржинский, 1953) в растворах. Фильтрационный эффект играет, как нам представляется, заметно меньшую роль.

в норильских рудоносных трапповых интрузиях. Методами парагенетического анализа (Коржинский, 1957) в системе с координатами химические потенциалы (μ) щелочей — воды в метасоматитах от высокотемпературных через средне- к низкотемпературным (Золотухин, Рябов, 1972, рис. 15) фиксируется в направлении возрастания μH_2O (падения температуры) снижение активности щелочей (на указанном рис. 15 — μNa_2O как их представителя) от высоко- к среднетемпературному этапу и дальнейшее возрастание ее в низкотемпературный этап. В аналогичной системе μCaO — μH_2O фиксируются уже обратные тенденции: максимум μCaO приходится на средние μH_2O (температуры) с уменьшением как в сторону высоких, так и низких значений μH_2O. Последовательность смены пород от существенно полевошпатовых (высокотемпературных альбититов) через скарноиды, скарны, руды и посткарновые полевошпатсодержащие и существенно полевошпатовые (низкотемпературные альбититы) четко выявляется обычными геологическими и петрографическими методами.

Эта смена, по данным парагенетического анализа, связывается прежде всего с эволюцией активности щелочей в растворе, а следовательно, и с изменением его pH. Возрастание щелочности растворов приводит к возрастанию активности сильных оснований, возрастание кислотности активизирует слабые (начиная с Ca и далее) и подавляет активность сильных. Если учесть, что клинопироксен и гранат из скарноидов и скарнов содержат включения, по которым устанавливается температура их образования до 600—800°C (Булгакова, 1971; см. также Тугаринов, Наумов, 1972), то существенно полевошпатовые породы (высокотемпературные альбититы) должны возникать при T выше 800°C (возможно, до 1000°C), что уже близко к концу кристаллизации явно еще магматических образований в интрузиях (1050—1100° C). Следовательно, начиная с таких высоких температур, в постмагматических метасоматизирующих растворах уже улавливается тенденция к их покислению, которая существует здесь во всяком случае до начала низкотемпературной стадии (порядка 250°C), когда она сменяется увеличением щелочности в растворах. Для высокотемпературной кислотной стадии, таким образом, не остается места, и можно уверенно присоединиться к точке зрения А. Г. Бетехтина (1953), Д. С. Коржинского (1953) и др., утверждающих, что ранняя постмагматическая стадия носила щелочной характер, а кислотная имела место позже.

Большой интерес представляет отрезок кривой pH, при которой происходит отложение сульфидных руд, в том числе сплошных. В последнее время в сплошных норильских рудах замещения выявлены реликты метасоматической зональности (Золотухин, 1973). По реликтам силикатов среди сульфидов (пирротин) имелась возможность провести парагенетический анализ (Коржинский, 1957), результаты которого (Золотухин, 1973) представлены на рис. 2. Судя по замещению кварц-полевошпатовой метасоматической зоны плагиоклаз-клинопироксеновой и плагиоклаз-фаялитовой здесь в процессе рудообразования имеет место снижение активности щелочей (см. стрелки на рис. 2). Основная масса руд, представленных пирротином и пентландитом, как говорилось ранее, по-видимому, возникает в нейтральной среде и замещается халькопиритом со сдвигом в кислую область и растворением при этом пирротина. В кислой среде до инверсии кривой pH (рис. 3) продолжается замещение пирротина халькопиритом. После инверсии элементы V аналитической группы замещаются элементами IV группы и далее III группы — по достижении нейтральной среды (вторая нейтральная точка кривой pH). Тогда появляется вторая генерация FeS (по-видимому, низкотемпературный моноклинный пирротин),

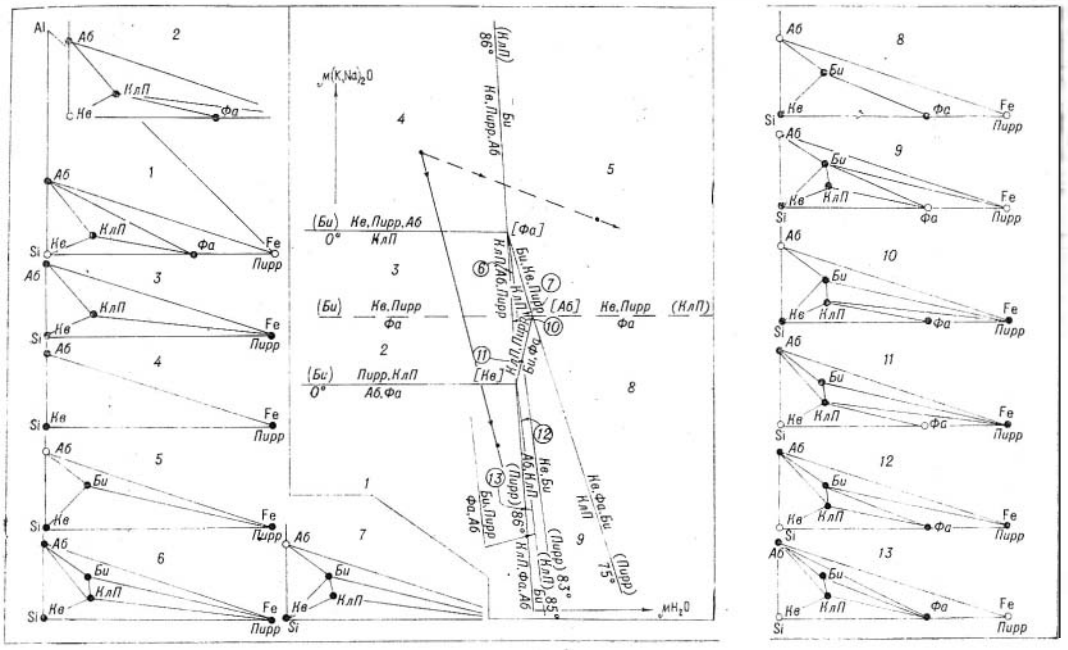


Рис. 2. Мультисистема $\mu(Na, K)_2O—\mu H_2O$ для метасоматитов с повышенной железистостью (с участием фаялита по Золотухину, 1973). Объяснения в тексте.

NiS и CoS, причем пентландит, как и раньше, может рассматриваться как двойная или даже тройная соль ((Fe, Ni, Co)S). С переходом второй нейтральной точки сульфидное рудообразование, по-видимому, прекращается и начинается постепенное замещение низкотемпературными щелочными метасоматитами (альбититами), как показано на рис. 3. Возможные случаи проявления полной и неполной зональности за счет многократного тектонического перекрытия трещин на фоне эволюционной кривой pH растворов иллюстрируются рис. 3. Образование сульфосолей можно ожидать в щелочных и нейтральных средах за счет растворения сульфидов V группы в сернистых щелочах. Они если и возникают на ранней щелочной и нейтральной стадиях, то в последующую кислотную стадию разлагаются с образованием сульфидов. В позднюю нейтральную и щелочную стадии сульфосоли образуются и остаются стабильными, причем порядок образования солей тиокислот должен соответствовать ряду снижения их силы (As $\longrightarrow$ Sb $\longrightarrow$ Sn) в условиях возрастающей щелочности раствора (Коржинский, 1956).

До сих пор все рассуждения велись в применении к природным процессам из априорного допущения участия в них солей обычного типа либо двойных солей (образующихся из простых солей и реагирующих как их смеси). Как показано многочисленными исследованиями последнего времени, при повышенных температурах в растворах появляются самые разнообразные комплексные соединения, которые при растворении в воде наряду с простыми образуют комплексные ионы, причем комплексными могут быть не только анионы, но и катионы. Доля закомплексованности иона широко меняется в зависимости от изменения *PT*-условий, pH и Eh растворов. В определенных условиях они практически становятся неустойчивыми, чем и определяется последовательное появление рудных элементов в растворе и «обмен» с ранними рудами.

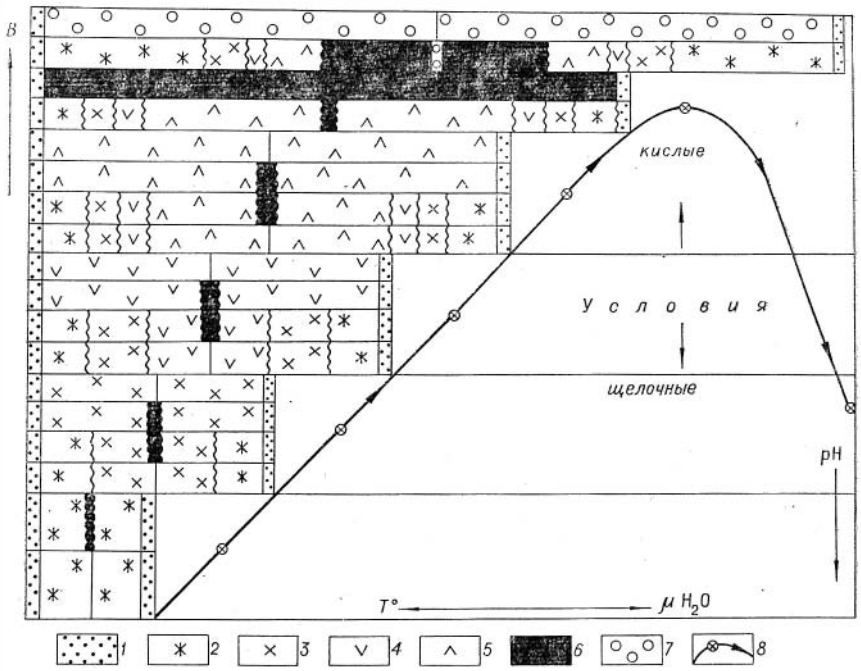


Рис. 3. Возможные варианты проявления главных метасоматических зон в связи с кислотно-щелочной эволюцией метасоматизирующих растворов и неодновременным раскрытием и закрытием трещин, подводящих эти растворы. *B* — время открытия и перекрытия питающих трещин. *1* — песчаники; *2* — метаморфизованные песчаники; *3* — кварц-полевошпатовые; *4* — плагиоклаз-клинопироксеновые и *5* — плагиоклаз-фаялитовые метасоматиты; *6* — сплошные и густовкрапленные сульфиды; *7* — поздние альбититы; *8* — схема эволюции щелочности (pH) метасоматизирующих растворов с падением температуры. Кружками на кривой отмечены участки, соответствующие появлению новых метасоматических зон. Это моменты возможных перекрытий питающих трещин с открытием части из них лишь к моменту возникновения сплошных руд.

Сказанное определяет и сдвиг равновесия между комплексными и простыми ионами в случае изменения pH и Eh растворов. Таким образом, комплексные ионы непосредственно подчиняются закономерностям, связанным с рядом реальных потенциалов металлов и изменением его при изменении pH *.

Значение существования комплексных соединений в природных растворах велико еще и потому, что они обычно сильно повышают растворимость элементов. Отсюда следует, что комплексные соединения могут быть переносчиками труднорастворимых соединений элементов, в том числе большинства металлов, слагающих руды.

Среди многих возможных форм комплексных соединений выделим наиболее важные, с нашей точки зрения, для обсуждаемых природных процессов — ацидокомплексные соединения (например, $Na[FeF_3]$), являющиеся вероятными формами переноса главнейших рудных элементов (Fe, Cr, Ni, Co, Cu и др.) в гидротермальных растворах фторидов и хлоридов щелочных металлов (Денискина, Калинин, 1966; Золотухин, 1971). В пользу этой формы переноса свидетельствуют, помимо фто-

* Окислительно-восстановительный потенциал пары изменяется при изменении pH раствора вследствие изменения при этом ионной силы, а значит, и активности окисленной и восстановленной формы. В кислой среде он имеет более высокие значения по сравнению со щелочной средой. Большой интерес также представляет поведение электродных потенциалов при добавлении посторонних солей (например, NaCl) вследствие изменения ионной силы раствора и, возможно, образования комплексных соединений (см. например, данные Акимова (1946)).

ридов и хлоридов щелочей, найденных во включениях в минералах, фтор-, хлор-, калий- и натрийсодержащие минералы, входящие в рудный парагенезис, в том числе в сульфидные руды. Комплексные соединения такого типа как переносчики рудных, щелочных и кислотных элементов позволяют объяснить явно закономерную связь в момент рудообразования повышенных концентраций щелочных и еще более — кислотных элементов (концентрация Cl и F в 2—3 раза превышает концентрацию щелочей при распаде ацидокомплексных соединений). Отсюда наряду с гипотезой об опережающей волне кислотных компонентов в постмагматических растворах (Коржинский, 1965, 1966) эффект покисления щелочных растворов вплоть до кислых может объясняться также распадом ацидокомплексных соединений в растворах. При этом должна резко повыситься активность составляющих комплексы рудных элементов и их концентрация в растворе, что приведет к их осаждению (они малорастворимы в этой форме). Что касается кислотных компонентов, то они, будучи легколетучими и образуя легкорастворимые хлориды и фториды, легко мигрируют дальше, постепенно или резко нейтрализуясь вмещающими породами. Таким образом, на смену кислотному этапу приходит нейтральный и далее щелочной, так как щелочи менее летучи и слабее нейтрализуются в условиях осадочных толщ, насыщенных известняками, мергелями и т. д., активизирующих шелочи в растворах (Коржинский, 1956).

Из изложенного также следует, что для отложения металлов в окисной и гидроокисной форме наиболее благоприятны щелочные условия (для первой — высокотемпературные, для второй — низкотемпературные), в которых требуются минимальные значения окислительного потенциала для достижения крайней степени окисления (Бетехтин, 1953). Возникновение важнейшего окисного рудного минерала — магнетита — можно ожидать в раннещелочную и позднещелочную стадии. В то же время его образование может иметь место совместно с сульфидами в определенных границах pH (скорее всего в нейтральной среде), что зависит от соотношения $\mu O_2/\mu S$ (Золотухин, 1964) и в конечном счете от значений окислительно-восстановительного потенциала растворов в этот период. Подробно взаимоотношения pH, μO_2, Eh и T растворов, их влияние на равновесие сульфидов и окислов железа разбиралось в работах А. А. Маракушева (1963, 1965, 1972). Отметим лишь ряд важных положений, вытекающих из этих работ. Окислительный потенциал и pH растворов являются двумя независимыми факторами. Процессы минералообразования в какие-то моменты могут протекать при участии одного из факторов при постоянстве второго. Следует иметь в виду, что в водных растворах, как показано Д. С. Коржинским (1963) каждым произвольно выбранным значениям Eh и pH при постоянстве температуры отвечает определенная активность кислорода, что определяется равновесием $H_2O \rightleftarrows 2H^+ + 0{,}5O_2 + 2\bar{e}$. Прямая зависимость активности кислорода в растворах от величины их щелочности (Коржинский, 1963) наиболее существенна для высокотемпературных условий эндогенного минералообразования, особенно при сопутствующем возрастании Eh (Маракушев, 1965).

В случае возникновения пирита за счет реакции ионов S^{2-} с магнетитом или пирротином:

$$Fe_3O_4 + (6S^{2-} + 8H^+) = 3FeS_2 + (4H_2O + 4\bar{e});\ FeS + S^2 = FeS_2 + 2\bar{e},$$

несмотря на восстановление при этом железа, общий характер реакции является окислительным, так как сопровождается выделением электронов. Как отмечает А. А. Маракушев (1965), эффект окисления серы здесь значительнее восстановления железа. Соотношение же край-

них форм окисления серы, а именно химических активностей S^{2-} и SO_4^{2-}, в гидротермальных растворах переменно и определяется соотношением величин окислительно-восстановительного потенциала и pH согласно равновесию

$$S^{2-} + 4H_2O \rightleftarrows SO_4^{2-} + 8H^+ + 8e.-$$

Как можно видеть на диаграммах (рис. 4), построенных А. А. Маракушевым (1963, 1965), при высокой активности серы в растворах окислы железа неустойчивы и пирит осаждается как из кислых, так и из щелочных растворов. Для условий высокотемпературного минералообразования характерна умеренная и низкая активность серы, судя по широкому развитию в таких рудах пирротина. В таких условиях сульфиды осаждаются из более кислых растворов, а из более щелочных осаждаются окислы железа (при последовательном возрастании pH имеет место смена пирротин → магнетит → гематит). Условия постмагматического минералообразования таковы, что осаждение магнетита прерывается только в кислотную стадию, когда вместо него образуются сульфиды. С падением температуры для образования окислов железа (в частности, магнетита) требуется вся более высокая щелочность растворов, так как «область окислительно-восстановительных условий, необходимых для образования магнетита, при этом сокращается и магнетитовое оруденение может смениться пиритовым, если щелочность будет недостаточной» (Маркушев, 1963). Это особенно характерно для приповерхностных вулканических комплексов при быстром подъеме сероводородных растворов.

Рассматривая вопрос о соотношении температуры и pH растворов, следует помнить, что «инверсия кислотности», т. е. «переход от стадии возрастающей кислотности к стадии падающей кислотности, не связана с какой-либо определенной для данной формации температурой, а проявляется на любых расстояниях от активных магматических тел, так что с удалением от последних инверсия кислотности приходится на все более низкие температуры» (Коржинский, 1965). Отсюда следует, что более высокотемпературное оруденение (в частности, сульфидное) локализуется внутри или вблизи материнских интрузий, а более низкотемпературное — на удалении. Общие же тенденции в возникновении оруденения, о которых шла речь выше, присущие низкотемпературным условиям, с некоторыми коррективами должны сохраняться и в высокотемпературных условиях.

В заключение следует подчеркнуть еще раз огромное значение в природном минералообразовании, в том числе в процессах оруденения, широко используемого в химии принципа Ле-Шателье (Глинка, 1956), который стоит буквально за каждым положением обсуждаемой здесь теории гидротермального минералообразования. Достаточно упомянуть о взаимном преобразовании (приспособлении) состава растворов и толщи пород, через которые они проникают, с изменением растворимости тех или иных компонентов;

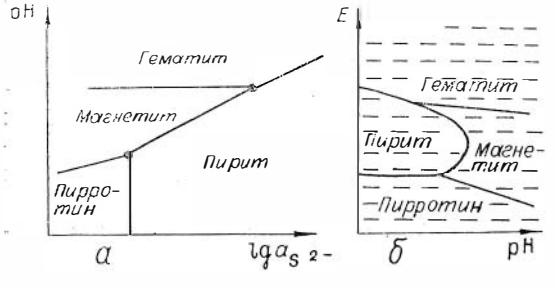


Рис. 4. Зависимость сульфидно-окисного железооруденения, по А. А. Маракушеву (1965):

а — от щелочности растворов (pH) и химической активности сульфидного иона ($\lg a_{S^{2-}}$) при постоянстве температуры и окислительного потенциала (*E*); *б* — от соотношения *E*—pH (одна из диаграмм, отвечающая наиболее высокой температуре). Пунктиром проведены линии постоянного отношения активностей сульфатного и сульфидного ионов в гидротермальных растворах.

изменении состава растворов с изменением их состояния и температуры; изменении активности компонентов в условиях меняющейся щелочности раствора; о процессах агрегирования растворенного вещества в растворах в зависимости от температуры и pH, а также о самом характере кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов и т. д. Во всех этих и множестве других примеров видна саморегулировка химических систем с тенденцией приложения внутренних усилий к сохранению прежнего состояния в новых, уже изменившихся внешних условиях (будь это pH, T, P_{H_2S} и т. д.). Особенно хорошо это должно быть видно при изучении термодинамики растворов. Нет сомнений, что на многие, еще далеко не ясные вопросы природного минералообразования правильный ответ можно получить при использовании принципа Ле-Шателье.

Выводы

1. Природное сульфидообразование имеет аналогии с получением малорастворимых сульфидов в лабораторных условиях, что позволяет высказать некоторые соображения по спорным вопросам рудообразования.

2. Сульфиды катионов III аналитической группы (в частности, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+}) осаждаются в щелочной и нейтральной среде, V группы — лишь в кислой среде, IV группы (в частности, Cu^{2+}, Pb^{2+}, Ag^{+}) — могут осаждаться и устойчивы в нейтральных, щелочных и кислых средах. Судя по обычному последовательному замещению на месторождениях сульфидов катионов III группы сульфидами катионов IV группы, последние в природе предпочтительно осаждаются из кислых растворов, когда первые уже становятся неустойчивыми.

Последовательность замещения металлов в сульфидах на месторождениях такова, что указывает на смену более растворимых сульфидов менее растворимыми и соответствует рядам растворимости сульфидов, известным для нейтральной и кислой среды. Это говорит о малой вероятности щелочных условий в процессе образования месторождений сульфидов.

3. Окислы и гидроокислы наиболее важных для руд катионов и прежде всего железа получаются в щелочных средах в присутствии окислителей. Судя по отсутствию осаждения окислов железа (в частности, магнетита) в кислой среде и присутствию их на месторождениях до и после сульфидообразования, обычное состояние постмагматических растворов — щелочное до нейтрального, которое лишь временно прерывается периодом кислотного состояния, когда наиболее часто возникают сульфиды. Таким образом, и этот пример дает ту же картину кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов, нарисованную в свое время Д. С. Коржинским (1953).

4. По-видимому, требуют корректив сами исходные представления о механизме осаждения сульфидов на месторождениях, как в колбе*. Основной механизм их возникновения в природе, по-видимому, является процессом обмена. Таким путем наряду с решением проблемы пространства для руд решаются проблемы возникновения рудной зональности, а также вопросы последовательности их возникновения (а не отложения или осаждения). С этих позиций образование гидротермаль-

* В природе может, конечно, идти и простое осаждение сульфидов (дробное или последовательное), если на ионы раствора начинает действовать сероводород. Здесь же обсуждается генезис распространенных сульфидов явно метасоматической природы.

ного сульфидного месторождения* начинается с появления наиболее растворимого сульфида металла (а не наоборот — как для случая осаждения), затем замещаемого менее растворимым и т. д., т.е. элемент с меньшей активностью замещается элементом с большей активностью, а первый переходит в раствор и уносится им. Активность элементов определяется кислотностью раствора и ее эволюцией, что в конечном счете и определяет последовательность образования сульфидов, как и всех других рудных и нерудных метасоматических минералов.

Таким образом, демонстрируется теоретически установленная Д. С. Коржинским (1956) закономерность: усиление активности слабых оснований и ослабление сильных с нарастанием кислотности растворов и обратная тенденция в поведении активности катионов при падении кислотности (возрастание щелочности).

5. Закономерность эта должна сохранять свое значение и при повышенных температурах, когда в растворах могут образовываться комплексные соединения с участием рудных компонентов, причем закомплексованная доля последних зависит от условий кислотности-щелочности.

6. При выяснении тенденций, присущих процессам постмагматического минералообразования с их меняющимися температурой pH, Eh и концентрациями растворенных компонентов, большое значение имеет широкое применение принципа Ле-Шателье.

Автор признателен академику В. С. Соболеву за инициативу написания данной работы и глубоко благодарен за ее обсуждение, помощь и критические замечания канд. хим. наук, доц. В. К. Золотухину.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В. Н. Курс аналитической химии. М., Госхимиздат, 1947. 356 с.

Алексеев В. Н. Курс качественного химического полумикроанализа. М., Госхимиздат, 1958. 583 с.

Акимов Г. В. Основы учения о коррозии и защите металлов. Металлургиздат, 1946.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, 1955, с. 125—278.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958. 434 с.

Бетехтин А. Г. и др. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964. 598 с.

Булгакова Е. Н. Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий. Автореф. дис. Новосибирск, 1971. 25 с.

Гаррелс Р. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. ИЛ, 1962. 180 с.

Геохимия гидротермального рудообразования. Сб. статей, посвящ. 60-летию проф. В. В. Щербины. М., «Наука», 1971. 228 с.

Глинка Н. Д. Общая химия. Госхимиздат, 1956. 732 с.

Денискина Н. Д., Калинин Д. В. Гидротермальный синтез комплексных фторидов железа.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 96—101.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., «Наука», 1964, 176 с.

Золотухин В. В. О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 12—22.

Золотухин В. В. О реликтах метасоматической зональности в сплошных сульфидных рудах Норильска и Талнаха.— «Докл. АН СССР»,1973, т. 211, № 3, с. 678—681.

Золотухин В. В., Рябов В. В. Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений Талнаха (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 218—269.

Киреев В. А. Курс физической химии. М., Госхимиздат, 1951, 1955. 700 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, 1955, с. 335—456.

* Исключая гидротермально-осадочный тип.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при постмагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—11.

Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—12.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 183 с.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 3, с. 54—62.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965, с. 305—315.

Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 429—432.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии, минералогии и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 163—169.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.

Лурье Ю. Ю. Расчетные и справочные таблицы для химиков. М., Госхимиздат, 1947. 300 с.

Маракушев А. А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях.— «Геол. рудн. месторожд.», 1963, № 5, с. 3—17.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. «Наука», 1965. 327 с.

Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М., «Наука», 1972. 230 с.

Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилов Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., «Наука», 1968. 102 с.

Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972. 230 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. ИЛ, 1962. 1132 с.

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968. 474 с.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львов. ун-та, 1949. 330 с.

Соболев В. С. Энергия кристаллической решетки и законы распределения ионов в минералах.— «Минералог. сб. Львов. геол. об-ва», 1948, № 1.

Справочник химика. Т. III. Госхимиздат, 1952.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.— «Геохимия», 1972, № 3, с. 259—265.

Хитаров Н. И., Рыженко Б. Н. К оценке pH гидротермальных растворов.— «Геохимия», 1963, № 12, с. 1152—1153.

Helgeson H. C. Complexing and hidrotermal ore deposition Pergamon Press, Oxford, London, New York, Paris, 1964, pp. 183.

В. И. СОТНИКОВ, А. А. ПРОСКУРЯКОВ, В. Ф. ВИКТОРОВ

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ИХ МИНЕРАЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Возраст, генезис и условия размещения медно-молибденового оруденения в Алмалыкском рудном районе во многом определяются его тесной пространственной связью с «малыми» порфировыми интрузиями гранодиорит-порфиров так называемого алмалыкского типа. Но штоки этих гранодиорит-порфиров имеются только в пределах известных месторождений и за их пределами отсутствуют, что не позволяет точно определить их возраст, взаимоотношения, связь с другими магматическими образованиями района. Возраст указанных гранодиорит-порфиров устанавливается по косвенным признакам и определяется как C_3—P_1.

В последние годы установлено широкое развитие эксплозивных брекчий и «сложных» даек, связанных с описываемыми штоками гранодиорит-порфиров. Развитие их в экзоконтактах штоков и значительное распространение за пределы рудного поля создают благоприятные условия для изучения возрастных и генетических взаимоотношений гранодиорит-порфиров с другими породами района, в том числе верхнепалеозойскими вулканогенными.

МИНЕРАЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ

Состав и особенности эксплозивных брекчий разнообразны и зависят от их положения в геологической структуре района, удаленности от штоков гранодиорит-порфиров и глубины эрозионного среза. В одних случаях это изометричные тела грубообломочных пород, в других — линзообразные и дайкообразные тела обломочных и сложных гибридных пород и в третьих — линейные зоны брекчирования и интенсивной гидротермальной проработки.

Пространственное распределение описанных типов брекчий (см. рисунок) имеет следующие особенности: крупные изометричные тела крупнообломочных брекчий приурочены к зонам глубинных разломов северо-западного простирания и прослеживаются вдоль них цепочками; линзообразные и дайкообразные тела мелкообломочных и сложных гибридных пород отмечены в апикальных частях «малых» интрузий гранодиорит-порфиров и во вмещающих породах, далеко за пределами рудного поля. Простирание их субширотное, реже северо-западное.

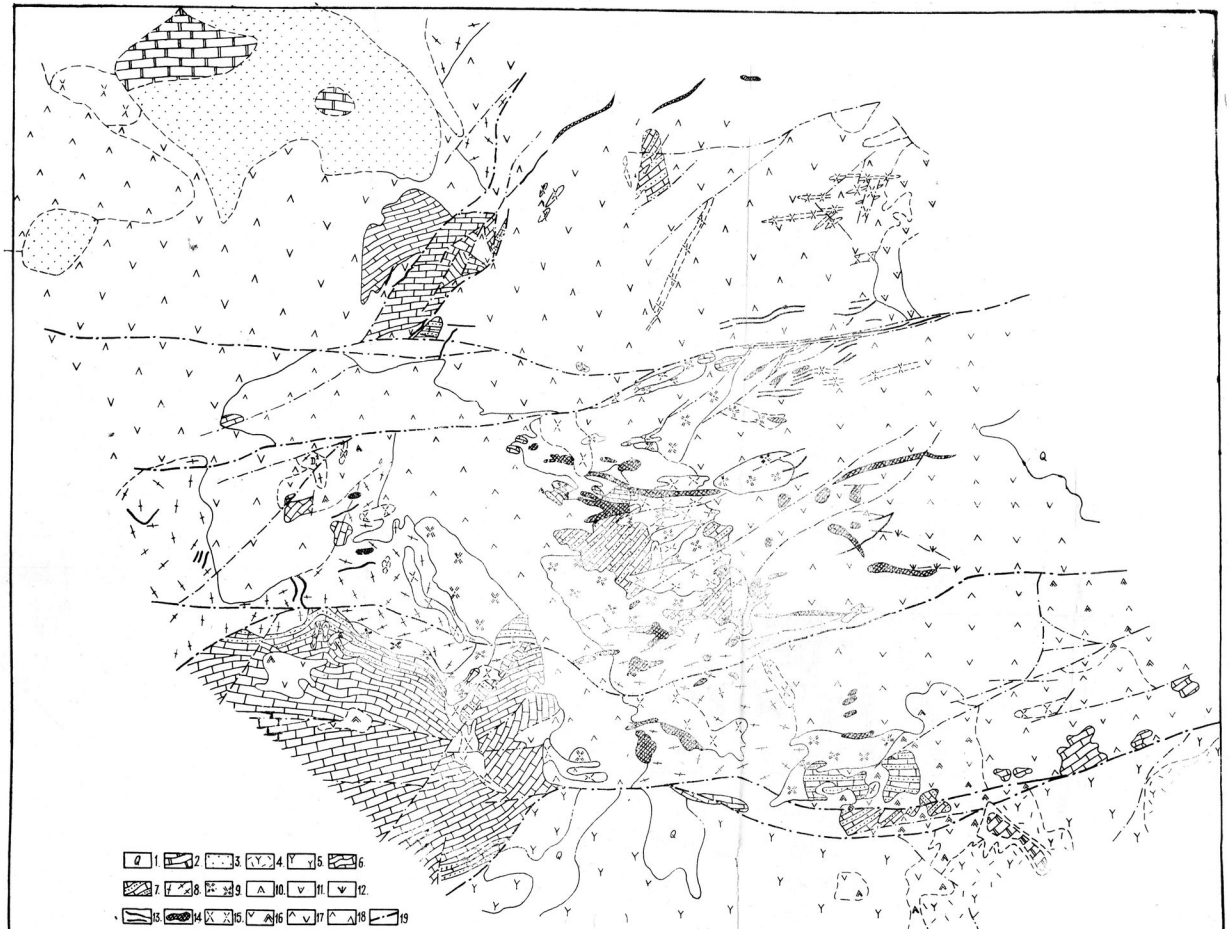


Схема геологического строения Алмалыкского рудного поля (по данным Алмалыкской ГРЭ, 1970):

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки палеогена; 3 — пески и песчаники мела; 4 — андезито- дацитовые порфиры и их туфы акчинской свиты, C_2; 5 — андезитовые порфириты и их туфы акчинской свиты; 6 — верхнедевонские известняки и доломиты; 7 — песчано-карбонатные отложения; $Д_3$; 8 — кварцевые порфиры и их туфы, $Д_3$; 9 — андезито-дацитовые порфиры; 10 — диоритовые порфиры; 11 — сиенит-порфиры и фельзит-порфиры; 12 — ламрофиры; 13 — кварцевые жилы; 14 — эксплозивные брекчии; 15 — гранодиорит-порфиры Алмалыкского типа; 16 — кварцевые порфировидные сиенито-диориты; 17 — сиенито-диориты Алмалыкского массива; 18 — диориты; 19 — разломы региональные.

Наконец, зоны брекчирования и гидротермального метасоматоза развиты в надрудной толще и приурочены к сопряжениям глубинных разломов с секущими их разломами субширотного и северо-восточного простираний.

Связь между указанными типами эксплозивных брекчий достаточно четко устанавливается по наличию переходных разностей. Дайкообразные тела «сложных» гибридных пород по простиранию переходят в линзообразные и неправильные тела мелкообломочных брекчий, да и в самих дайках устанавливается значительное количество обломков других пород и кварца. Зоны брекчирования и кварцевого метасоматоза с удалением от зон сопряжения разломов также переходят в эксплозивные брекчии, вначале измененные и с обломками кварца, а затем менее измененные, с обломками хлоритизированных пород. В дайкообразных и линзообразных брекчиевых телах центральные части зачастую представлены гранодиорит-порфирами, и тогда порода имеет розовый и светло-серый цвет и более четко выраженную порфировую структуру. В изометричных штокообразных телах порода более темная, обломочная, с обломками вмещающих пород (известняков, сиенито-диоритов, кварцевых порфиров и др.) и осколками породообразующих минералов (кварца, калишпата, плагиоклаза). Характерно, что гранодиорит-порфиры, занимающие центральные части тел эксплозивных брекчий, прорывают их и содержат в эндоконтактах многочисленные ксенолиты вмещающих эксплозивных брекчий.

Обломочный материал эксплозивных брекчий разнообразен по составу и величине. Размер обломков варьирует от долей до десятков сантиметров. Иногда встречаются обломки (в крупных эксплозивных телах) по нескольку метров в диаметре. Состав обломочного материала зависит от состава вмещающих пород, однако часто встречаются обломки пород, не имеющих отношения к окружающим и вынесенных, вероятно, со значительных глубин.

В местах обогащения эксплозивных брекчий обломочным материалом цемент также приобретает мелкообломочный характер и имеет вид туфобрекчий андезитового или трахиандезитового состава. Изучение петрохимических особенностей эксплозивных даек показало, что эти породы более основные по составу и отвечают трахиандезитам или трахитам (табл. 1). Для них характерна пересыщеность глиноземом и щелочами, но калий преобладает над натрием. Породы богаты железом и стоят ближе к латитам, петрохимически отвечают щелочным основным разностям гранитоидного ряда.

На участке Джаныбек, являющемся южным флангом месторождения Кальмаккыр, встречены небольшие линзообразные и изометричные в плане тела эксплозивных брекчий, приуроченные к экзоконтакту субвулканического штокообразного массива гранодиорит-порфиров, прорывающего покров девонских кварцевых порфиров. Эксплозивные брекчии представлены остроугольными и полуокатанными обломками кварцевых

Таблица 1

Химический состав эксплозивных брекчий Кальмаккырского месторождения (участок Джаныбек)

№ п/п	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	CO_2	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	Σ
1	59,21	1,62	2,52	0,62	0,50	13,77	4,83	3,30	4,72	0,28	0,15	—	—	—	8,22	99,96
2	55,50	2,44	3,92	0,62	0,75	14,45	6,02	7,00	2,44	2,16	0,18	3,74	0,25	—	4,34	100,07
3	62,55	3,38	4,06	0,50	1,00	13,58	1,19	3,20	4,84	0,46	0,11	—	0,27	—	4,70	100,39

Примечание. 1—2 — скв. 73; 3 — скв. 93.

Таблица 2

Минеральный состав эксплозивных брекчий месторождения Кальмаккыр, г/т

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Магнетит		17562,4			е. з.	е. з.	80,0	30000,0	100,0	
Мартит					24844,5	21788,2				
Лимонит	+) 6507,82	+) 56,80	12032,1	14339,2					7000,0	10000,0
Пирит	11,50	130,46	0,32	2,4	15053,4	6695,65	185,0	е. з.	е. з.	е. з.
Галенит					е. з.	0,56		3,03		10000,0
Халькопирит							38,0			
Молибденит					е. з.	е. з.				
Сфалерит					9,86	7,90				
Шеелит				е. з.			е. з.	3,0		
Ярозит					е. з.					
Хромит								е. з.	300,0	е. з.
Ильменит									е. з.	
Малахит	1525,100				е. з.		е. з.			3,0
Апатит	е. з.	34,95		е. з.	106,14	36,70		2000,0	800,0	300,0
Циркон	42,25	72,40	15,45	28,39	4,69	8,46	54,0	20,0	200,0	200,0
Сфен		1,24			2737,33	163,72	0,2	60,0	е. з.	е. з.
Рутил			0,32	е. з.			205,0			е. з.
Ортит								34,0		

Примечание. 1 — кварцевые порфиры, вмещающие эксплозивные брекчии; 2 — гранодиорит-порфиры, шток; 3—4 — окварцованная эксплозивная брекчия с поверхности (Джаныбек); 5—6 — эксплозивная брекчия, скв. 93, Джаныбек; 7 — окварцованная эксплозивная брекчия, скв. 73; 8—9 — эксплозивная брекчия, гор. 830, Кальмаккыр; 10 — то же, Каульды. +) — псевдоморфозы лимонита по пириту.

Таблица 3

Распределение рудных элементов в эксплозивных брекчиях Алмылыкского рудного поля

№ п/п	Колич. проб	Место взятия	Содержание элементов, %							
			Pb	Zn	Cu	Mo	Au	F	B	P
1	26	Алмалыкский разлом	0,0103	0,0659	0,2612	0,0015	0,4250	0,0560	0,0016	0,1217
2	4	Кальмаккыр	0,0014	0,0105	0,0139	0,0002	—	0,1000	0,0058	0,1300
3	18	Каульды	0,0047	0,0051	0,0044	0,0002	0,2028	0,0150	0,0075	0,1440
4	19	Кыз-Ата, Северный участок	0,0250	0,2773	0,0624	0,0010	0,0150	0,0425	0,0075	0,1762
5	23	Кыз-Ата	0,0066	0,0220	0,0078	0,0001	0,0072	0,0666	0,0072	0,1080

порфиров, сцементированных тонкообломочной крошкой тех же пород. Цементирующая и обломочная масса претерпела интенсивное окварцевание и серицитизацию, вплоть до полного замещения цемента кварцевым материалом, когда исходная порода с трудом узнается лишь по наличию сохранившихся вкрапленников кварца.

Для минералогического анализа были взяты образцы эксплозивных брекчий с поверхности и из скв. 73 и 93, подсекающих линзовидные брекчиевые зоны на глубине около 100 м. Для сравнения в табл. 2 приводится минеральный состав кварцевых порфиров, вмещающих брекчиевое тело, и гранодиорит-порфиров, с внедрением которых связаны эксплозивные процессы. Приведены также минералогические анализы проб эксплозивных брекчий из карьера месторождения Кальмаккыр и месторождения Каульды, расположенного на восточном фланге Кальмаккыра. Все пробы анализировались без разделения на цемент и обломки. Минеральный состав эксплозивных брекчий зависит от глубины их залегания, структурной приуроченности, состава вмещающих пород, интенсивности гидротермальных изменений и т. д. Тем не менее, как видно из табл. 2, для брекчиевых зон характерно повышенное содержание лишь определенных минералов — магнетита, апатита, циркона, пирита и сфена.

В участках, подвергшихся интенсивной гидротермальной проработке, происходит значительное выщелачивание магнетита и образование в этих случаях больших количеств лимонита и рутила. Выщелачиваются, по-видимому, апатит и циркон, в то же время содержание этих минералов в брекчиях повышено по сравнению с другими породами и свидетельствует о высокой роли летучих при образовании эксплозивных брекчий.

Интересные данные получены при изучении распределения рудных элементов в эксплозивных брекчиях Алмалыкского рудного поля (по данным химических и количественных спектральных анализов). Геохимические пробы отбирались по обе стороны рудной зоны Кальмаккырского месторождения с постепенным удалением от Алмалыкского глубинного разлома к востоку.

В самой зоне разлома содержания в эксплозивных брекчиях рудных элементов, а также фтора, бора, фосфора высокие и свидетельствуют о значительной роли разлома в распределении брекчий и рудоносных растворов (табл. 3). С удалением от зоны разлома содержания рудных элементов заметно падают и возрастают только в пределах Северного участка по р. Кыз-Ата, где снова увеличивается количество тел эксплозивных брекчий в апикальной части сиенито-диоритового массива и зон оперений Северо-Каратагского разлома. Повышенные концентрации рудных элементов, фтора, бора и фосфора в брекчиях свидетельствуют, по-видимому, о тесной возрастной и генетической связи

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в эксплозивных брекчиях Алмалыка, %

№ п/п	Ti	Ni	Cr	Co	V	Ag	Sn	Ga	Zr	Be	Se	Sr	Y	Yb
1	0,3	0,002	0,008	0,001	0,009	0,0003	0,001	0,002	0,02	0,0002	0,001	0,01	0,001	0,001
2	0,4	0,001	—	0,001	0,005	0,0001	0,001	0,003	0,03	—	—	0,02	—	—
3	0,7	0,03	0,06	0,003	—	0,0001	0,0006	0,002	0,06	0,0007	0,01	0,0005	0,08	0,0001

Примечание. 1 — Джаныбек, скв. 73, 93, среднее из 14 проб; 2 — Каульды, среднее из 5 проб; 3 — Кыз-Ата, среднее из 2 проб.

эксплозивного брекчирования с гидротермальным рудным процессом.

По данным количественных спектральных анализов, для эксплозивных брекчий характерно повышенное содержание титана, хрома, ванадия, церия и стронция, что, по-видимому, связано с повышенной основностью и щелочностью этих образований (табл. 4). Электронным микрозондированием апатитов из разновозрастных магматических и метасоматически-гидротермальных образований Кальмаккыра установлено также, что для данного месторождения характерна хлорная специализация.

Значительная роль летучих компонентов и, в частности, хлора в формировании эксплозивных брекчий подтверждается результатами изучения включений газово-жидких растворов в кварце брекчиевых зон.

О ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ

Анализ физико-химического состояния минералообразующих растворов, участвовавших в формировании эксплозивных брекчий, производился методами термометрии и криометрии газово-жидких включений в кварцевом материале брекчий. Исследовались эксплозивные брекчии участка Джаныбек (с поверхности и по скв. 93, гл. 60 и 100 м), а также включения из кварцитов, развитых по гранодиорит-порфирам (гл. 138 м), и включения во вкрапленниках кварца из гранодиорит-порфиров (до глубины 1100 м с интервалом 100 м, скв. 93, 73).

В цементирующем кварце эксплозивных брекчий и в кварцитах подавляющее большинство газово-жидких включений представлено существенно газовыми (>75% газовой фазы, Ермаков, 1950) включениями, а также включениями «сухих» газов (100% газа), являющихся реликтами высокотемпературных газовых флюидов. Эти включения на отдельных участках составляют 90—100% общего их количества, концентрация их достигает нескольких сотен на 1 мм² образца. Кроме того, они локализуются по трещинкам и прочим дефектам в кварце, принимая разнообразную форму и размеры (в пределах сотых и тысячных долей миллиметра). В большинстве же случаев это первичные газовые включения, имеющие огранку в форме негативного кристалла кварца.

Температура гомогенизации существенно газовых включений 750—700°С. Гомогенизация осуществляется в газовую фазу. Большинство включений этого типа содержит кристаллики твердых фаз, занимающих 3—10% объема вакуоли. Твердые фазы представлены кубиками NaCl, удлиненными светлыми кристалликами недиагностированного минерала, не растворяющегося при нагревании до 600°С, а также чешуйками и точечными кристаллами гематита и других рудных минералов (?). NaCl чаще всего растворяется при 300—350°С. Концентрация солей при этих температурах во включении должна

быть 40—42% (Стырикович, Хайбуллин, 1956), а давление, развиваемое солевым раствором в момент полной гомогенизации (700—750°С), примерно составляет 1000—1200 атм (Sourirajan, Kennedy, 1962).

Значительное количество существенно газовых включений, локализующихся по трещинкам в кварце (вторичные, Ермаков, 1950), гомогенизируются в газовую фазу при температурах 350—400°С. Эти включения обычно не содержат твердых фаз и характеризуют, скорее всего, условия вскипания и гетерогенизации растворов в брекчиевой зоне в периоды значительного спада давлений.

В тесной ассоциации с существенно газовыми находятся двухфазовые газово-жидкие включения (40—60% газовой фазы), гомогенизирующиеся в жидкий раствор при 500—600°С, т. е. они представляют собой реликты высокоплотных гидротерм, способных существовать в жидком состоянии при этих температурах только в условиях значительных давлений, минимальные значения которых при 600°С составляют 1000 атм (Заварицкий, Соболев, 1961). Эти включения встречены во вкрапленниках кварца гранодиорит-порфиров, а также в качестве вторичных в кварце эксплозивных брекчий и кварцитов, что позволяет отнести начало эксплозивной деятельности к высокотемпературному периоду — периоду становления интрузии гранодиорит-порфиров и ранней метасоматически-гидротермальной проработки пород, выразившейся на данном участке интенсивным окварцеванием.

Следующей, довольно характерной, хотя и менее представительной в количественном отношении, группой являются многофазные включения, содержащие кристаллики хлоридов щелочных металлов. Чаще всего твердая фаза в них представлена солью NaCl. Эти включения встречены во всех изученных образованиях в качестве первичных и вторичных. Температура исчезновения газовой фазы при нагревании этих включений колеблется в пределах 200—350°С, а температура растворения NaCl лежит в интервале 400—450°С. Концентрация солей в растворе (по NaCl-эквиваленту) 40—67%. Если для определения давлений использовать экспериментальные данные для 30%-ного раствора NaCl (Леммлейн, 1956), то давление растворов в указанных выше включениях при температурах 400—450° С приближается к 2500 атм (табл. 5).

Аналогичные ассоциации газово-жидких включений описаны нами для эксплозивных брекчий Шахтаминского месторождения, обнаруживающих большое сходство по составу, состоянию и эволюции *PT*-параметров минералообразующей среды с эксплозивными брекчиями Джаныбека.

И наконец, включения слабоконцентрированных жидких растворов, гомогенизирующиеся в жидкую фазу ниже 400°С, характеризуют условия дальнейшего эволюционного развития гидротермальной системы в зоне брекчиеобразования. Концентрации растворов во включениях, гомогенизирующихся при 200—150°С, падают до 10—15%, а давления — до нескольких десятков атмосфер.

В исследованном интервале глубин для указанных выше генетически связанных образований (эксплозивных брекчий, гранодиорит-порфиров и кварцитов) имеются некоторые отличия, касающиеся в основном физического состояния растворов.

Прежде всего, это заметное увеличение роли газовой составляющей вверх по разрезу с максимальной концентрацией газовых включений в верхних горизонтах — в брекчированных кварцевых порфирах экзоконтактовой зоны гранодиорит-порфиров, где растворы отличались пониженной плотностью. Очевидно, на этом уровне накоплению мигрирующих с глубины газообразных флюидов способствовала довольно мощная покрышка слабопроницаемых кварцевых порфиров.

Таблица 5

PT-параметры и состав растворов зоны эксплозивных брекчий участка Джаныбек Кальмаккырского месторождения

Генетический тип включений	Температура частной гомогенизации, °С	Тип гомогенизации	Температура полной гомогенизации	Концентрация, %	Давление, атм
Кварц эксплозивных брекчий (0—100 м)					
Первичные		В жидк.	100—150	5—7	5
Вторичные		»		5—7	5
Первичные		»	390—480	10—15	250—500
Вторичные		В газ.	350—400		
Первичные		»	450—800		
Вторичные					
Первичные					
Вторичные		В жидк.	600—620		1000
Первичные	330		600	40	950
»	200	»	330	40	1500
»	250	»	400	46	1700
»	300	»	420	47	1300
»	250	»	420	47	1900
»	270	»	420	47	1750
»	220	»	420	47	2250
»	210	»	450	52	2750
		»			
Кварциты (138 м)					
»	350	В газ.	600	42	750
»		»	740		
	200	В жидк.	380	45	2100
»	250	»	380	45	1300
»	260	»	440	50	1850
»	350	»	450	52	1600
»	270	»	470	53	2200
»	270	»	500	56	2500
»	270	»	570		
	200	»	450	52	2500
Гранодиорит-порфиры					
»	150	В жидк.	350	42	2500
»	150	»	300	36	1800
»	260	»	450	52	2200

Примечание. Преобладающей солью в растворах является NaCl.

Зона развития эксплозивных процессов оставалась термоактивной продолжительное время с постоянным привносом тепла из нижних горизонтов высокотемпературными паро-газовыми флюидами, генератором которых в значительной степени явилась интрузия гранодиорит-порфиров. Перегретые паро-газовые растворы, вероятно, способны были растворять и переносить большие массы кремнезема, что приводило к интенсивному окварцеванию брекчированных и окружающих пород вблизи контактов ослабленной зоны с захватом и консервацией громадного количества газовых включений. С глубиной увеличивается роль включений высококонцентрированных хлоридных растворов и уменьшается количество включений «сухих» газов.

Высокие температуры и концентрации растворов во включениях, а также значительные давления свидетельствуют о близости современного эрозионного среза брекчиевых образований к магматическому очагу.

Анализ водных вытяжек (табл. 6) из кварца эксплозивных брекчий на участке Джаныбек показал наличие в газово-жидких включениях катионов K, Na, Ca и небольших количеств Mg, Mo, а из анионов — Cl^- и HCO_3^- (аналитик Л. А. Непеина, ИГиГ СО АН СССР).

Таблица 6

Результаты анализов водных вытяжек из кварца эксплозивных брекчий участка Джаныбек, мг/л

№ п/п	pH	K	Na	Ca	Mg	Σ кат.	Cl	HCO_3	Σ ан.	Общая минерализация	Mo, $n \cdot 10^{-6}$ г/л
1	6,25	5,79	10,1	5,63	0,32	21,75	5,04	14,4	19,4	41,15	8
2	6,25	8,7	9,8	3,6	0,8	22,9	6,0	17,1	23,1	46,0	118

Примечание. 1 — эксплозивная брекчия из скв. 93, гл. 100 м; 2 — то же, с поверхности pH бидистиллята 7,05. Li и SO_4 не установлены.

Интересно отметить, что концентрация молибдена в растворах газово-жидких включений в кварце из поверхностной зоны брекчиевого тела во много раз выше, чем на более глубоком горизонте. По-видимому, перенос Mo в данном случае осуществлялся при активном участии газообразных растворов.

Выводы

Формирование эксплозивных брекчий месторождения Кальмаккыр в начальный период протекало в условиях высоких температур и давлений при значительном участии летучих и высококонцентрированных хлоридных растворов и характеризовалось значительными градиентами термодинамических параметров.

Наличие целой гаммы разнохарактерных по составу, соотношению фаз и концентраций, физическому состоянию и температурам гомогенизации включений свидетельствует о нестабильном состоянии системы, когда периоды накоплений энергии сменялись периодами разрядки, снятия напряжений (эксплозии).

Подобная закономерность была установлена нами на основании изучения газово-жидких включений для некоторых месторождений Восточного Забайкалья, где проявились эксплозивные процессы (Сотников, Проскуряков, Никитина, 1972).

Вообще, касаясь генетической стороны процессов эксплозивного брекчиеобразования на месторождениях медно-молибденовой рудной формации, мы исходим из предположения, что при образовании эксплозивных брекчий существенная роль принадлежала газовым флюидам, отделяющимся от неглубоко залегающего магматического очага при бурной дегазации магмы, а также явлениям парообразования при вскипании вадозных вод, вовлеченных в эндогенный процесс.

Эти предположения подтверждаются при исследовании включений минералообразующих растворов в брекчиевых образованиях на ряде месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьк. ун-та, 1950. 460 с.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.

Леммлейн Г. Г. Образование жидких включений в минералах и их применение в геологической термометрии.— «Геохимия», 1956, № 6, с. 84—94.

Сотников В. И., Проскуряков А. А., Никитина Е. И. Температурные условия формирования эксплозивных брекчий Шахтаминского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 1, с. 185—188.

Стырикович М. А., Хайбуллин И. Х. Диаграммы фазовых равновесий систем NaCl — — H_2O, Na_2SO_4 — H_2O, $CaSO_4$ — H_2O, SiO_2 — H_2O.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 109, № 5, с. 962—965.

Sourirajan S., Kennedy G. C. The system H_2O — NaCl at elevated Temperatures and Pressures.— "Amer. J. Sci.", 1962, vol. 260, № 2, p. 115—141.

К. В. КОЧЕТКОВА

СИДЕРИТЫ КОЛЧЕДАННОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Озерное колчеданное свинцово-цинковое месторождение является типичным представителем вулканогенных месторождений гидротермально-осадочного генезиса и относится к колчеданно-карбонатному минеральному типу. Оно формировалось в условиях неглубокого морского бассейна в результате подводной поствулканической гидротермальной деятельности. Колчеданные руды образовались путем хемогенного осаждения из придонных рассолов (Дистанов и др., 1972).

Одной из характерных особенностей месторождения является широкое развитие в его пределах наряду с сульфидными рудами залежей сидеритов. Если генезис и механизм образования колчеданных руд не вызывает сомнений, то для сидеритов они еще требуют объяснения.

Месторождение приурочено к Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской складчатой области Западного Забайкалья. Оно локализуется в толще нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложений, смятых в синклинальную складку второго порядка, осложненную серией разрывных нарушений субширотного и северо-восточного направлений. Породы представлены разнообломочными туфами кислых и средних эффузивов, туффитами, игнимбритами, углисто-серицитовыми сланцами, рифогенными известняками с реликтами археоциат и водорослей, известняковыми брекчиями, туфогравелитами и туфопесчаниками, реже лавами и туфолавами кислого и смешанного состава (Тарасова и др., 1972). Толщу прорывают интрузивные породы — субэффузивные тела и автомагматические брекчии липаритовых и дацитовых порфиров, секущие и межпластовые тела диабазовых порфиритов, дайки основного и кислого состава.

Колчеданные рудные тела имеют многоэтажное строение и образуют в разрезе пачку пластообразных и реже линзовидных залежей. Они переслаиваются с вулканогенно-осадочными породами, а в верхних этажах пачки — и с залежами сидеритов.

Гидротермальные метасоматические изменения вмещающих рудные тела пород — серицитизация, хлоритизация, окварцевание — развиты сравнительно слабо и, по-видимому, вообще не характерны для пластовых руд. Здесь весьма широко развит наложенный магнезиально-железистый послерудный метасоматоз с формированием залежей, образующих самостоятельный сидеритовый тип руд.

Сидеритовая минерализация наблюдается по всему месторождению, но наиболее широко она проявлена на пологом юго-восточном крыле

синклинали. Подчиняясь структурному контролю, сидеритизация резко затухает у широтного разлома, обрывающего оруденение.

Взаимоотношения сидеритов с колчеданными рудами характеризуются, с одной стороны, пространственным совмещением их с пластообразными колчеданными рудными телами и образованием колчеданно-сидеритовых ритмитов, а с другой — формированием самостоятельных сидеритовых залежей. Последние сливаются между собой и образуют единое геологическое тело сложной пластообразной формы с многочисленными ответвлениями (Тарасова и др., 1972). В отличие от колчеданных рудных тел сидеритовые залежи не выдержаны по простиранию и падению, имеют неправильную форму, а также постепенные переходы и нечеткие границы с колчеданными рудами и туфогенно-осадочными породами. Сливаясь друг с другом, залежи в некоторых случаях разрывают пласты руд на части. По существу, это два разных морфологических типа сидеритов с характерными для каждого парагенетическими ассоциациями минералов.

Относительно генезиса сидеритов месторождения нет единого мнения. Большинство исследователей (Крейтер, 1968; Демидов, 1968; Андреев, 1971) считают, что все сидериты образовались в гидротермальную стадию путем замещения вмещающих рудные тела пород. Причем, по И. В. Крейтер, сидериты образовались раньше колчеданных руд. Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев и Р. С. Тарасова (1972) связывают образование некоторой части сидеритов одновременно с колчеданными рудами в период осадконакопления, считая их первично-гидротермально-осадочными, а основные залежи сидеритов юго-восточного фланга месторождения относят к гидротермально-метасоматическому типу. Однако четких критериев различия этих сидеритов ими не приводится. Детальное изучение минералогии сидеритов показывает, что сидериты колчеданных ритмитов и в залежах сидеритов принадлежат к двум разным генетическим типам: гидротермально-осадочному и гидротермально-метасоматическому.

Сидериты гидротермально-осадочного генезиса тесно ассоциируют с основной массой рудослагающих сульфидов. Они образуют от тонко- до микрослоистых колчеданно-сидеритовые ритмиты (см. фото *, *а*) с характерной постоянной ассоциацией пирита и сидерита и незначительной примесью сфалерита и галенита. В ритмитах сидеритовые слойки чередуются со слойками галенит-сфалерит-пиритового или смешанного сульфидно-сидеритового состава и реже со слойками из туфогенного материала. В составе колчеданных слойков всегда преобладает пирит с подчиненными и переменными количествами сфалерита, реже галенита и в некоторых случаях карбонатного или силикатно-карбонатного материала — сидерита, кварца, полевого шпата и серицита. Мощность слойков сидерита колеблется от долей до 30—40 мм. Границы между слойками сидеритового и колчеданного состава преимущественно резкие, реже постепенные. Для ритмитов характерно микрозернистое сложение рудной и нерудной составляющих, величина зерен которых колеблется от десятых долей до 50—60 мк. Взаимные границы между минералами без следов разъедания (см. фото, *б*). В сидеритовых слойках нет ни следов метасоматического замещения сульфидами, ни пересечения их жилками сульфидов. В приконтактовых зонах с пострудными дайками в сидерит-колчеданных ритмитах появляются магнетит, магнезиально-железистый темно-зеленый хлорит и марганцовистый гранат. Сидерит и сульфиды при этом перекристаллизованы в более крупнозернистый агрегат, а вдоль слоистости и по контакту магнетитовых слойков возникают цепочки из вновь образо-

* Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

ванных более крупнозернистых агрегатов метакристаллов пирита и сидерита.

В результате наложения барит-полиметаллической минерализации в ритмитах образуются мелкозернистый барит и анкерит, обособляющиеся в слойки смешанного анкерит-барит-сульфидного состава, переслаивающиеся с сидерит-сульфидными слойками. Мощность их до 10—15 см.

Гидротермально-метасоматические сидериты наиболее распространены. Они развиты по туфам, туффитам, известняковым брекчиям с разной степенью замещения и сохранности первичных структур и текстур этих пород, что в разрезах нередко напоминает картину фациальных переходов от сидеритов к вулканогенно-осадочным породам. Сидериты замещают и колчеданные руды с перекристаллизацией микрозернистого пирита в более зернистые агрегаты. Обычно прослеживаются постепенные переходы от неизмененных пород до почти мономинеральных сидеритов.

Макроскопически сидериты массивные, очень часто пятнистые, с реликтовой брекчиевидной текстурой, плотные, неравномерно окрашенные породы разной степени зернистости и насыщенности рудными компонентами. Наблюдается несколько разновидностей по цвету (серые, белые, желтоватые, розоватые) и степени зернистости (микро-, тонко-, крупнозернистые).

Сидериты серого цвета развиты главным образом по тонкообломочным туфам, туфобрекчиям и туфовому цементу известняковых брекчий (см. фото, *в*). В них сохраняются реликтовые зерна обломочного кварца, микрофельзита, скопления чешуек серицита и кварц-полевошпатового агрегата, микроиголки рутила или лейкоксен за счет сфена или титаномагнетита. Серый цвет сидерита обусловлен наличием частиц пирита и сфалерита, размер которых опускается до пелитовых. В зонах контакта с пострудными дайками в сидеритах встречаются магнезиальный хлорит, гидрослюда, иногда магнетит и примесь реликтовых зерен перекристаллизованного в криптокристаллический агрегат кварца. Серый сидерит в цементе известняковых брекчий сложен неравномерно-зернистым агрегатом зерен неправильной формы с изорванными краями. Размер зерен от 0,02 до 0,2 мм. Зерна пронизаны газово-жидкими включениями субмикроскопических размеров, а более крупные содержат зерна пирита. Наложение сидеритовой минерализации затушевало черты первичных диагенетических сидеритов. На глубоких горизонтах (более 1000 м) сидерит в породах образует равномерно рассеянную вкрапленность скелетных с изорванными краями зерен с заключенными в них зернышками пирита и, по-видимому, является диагенетическим.

Белые, розоватые и желтовато-буроватые разности сидерита однородны и развиваются по известняку или его обломкам в туфогенных брекчиях. Для белого сидерита (см. фото, *г*) характерно равномерное гипидиоморфнозернистое сложение со слегка вытянутой в одном направлении формой зерен и отсутствие примеси рудных минералов. Размер зерен до 0,15 мм.

Розоватый сидерит образует гнездообразные и линзовидные обособления и иногда прожилки, секущие серые сидериты. В гнездах и линзах он имеет равномерно-зернистое сложение, в тонких прожилках—стебельчато-столбчатую форму зерен. Размер — до 0,16 мм в длину, крупнозернистых — до 0,8 мм. Розоватый цвет сидерита обусловлен повышенным содержанием марганца.

Желтоватые сидериты имеют микрозернистое и крупнозернистое сложение. Цвет их обусловлен окислением Fe^{2+} в Fe^{3+} с образованием

по спайности и трещинам тончайшей буроватой пленки гидроокислов железа.

Среди сидеритовых залежей наблюдается также более поздний сидерит, образование которого связано с формированием барит-полиметаллической минерализации. Этот сидерит сложен крупнозернистыми агрегатами перекристаллизованного сидерита, приуроченными непосредственно к стенкам анкерит-баритовых жил, а также в виде щеток, с двух сторон нарастающими на ранее отложенный анкерит или сразу на стенки трещин (см. фото, *д*). Центральная часть жилок выполнена баритом с кварцем или со сфалеритом, галенитом и другими сульфидами.

В подчиненном количестве наблюдается почковидный сидерит с радиально-лучистым строением агрегатов, обрастающий и цементирующий в трещинах обломки более раннего микрозернистого сидерита. Наложение барит-полиметаллической минерализации вызвало перекристаллизацию раннего сидерита, пирита и других минералов, а также чешуек серицита, ориентированных длинной осью вдоль трещин дробления.

Химический состав сидерита изучался на рентгеновском микроанализаторе Ms-46 фирмы КАМЕКА (Франция), так как мономинеральные чистые фракции для анализа выделить невозможно. По составу сидериты смешанные (см. таблицу) и относятся к промежуточным членам двух изоморфных серий твердых растворов: сидерита — магнезита и сидерита — родохрозита. Согласно А. Н. Винчеллу (1949) и У. А. Диру и др. (1966), в серии сидерит — магнезит по содержанию $MgCO_3$ различают сидероплезит (5—30%), пистомезит (30—50%), мезитит (50—70%), а в серии сидерит — родохрозит условно по содержанию $MnCo_3$ — мангансидерит (5%) и олигонит (15—18%). В соответствии с этой классификацией сидериты месторождения относятся к разностям, богатым родохрозитовой молекулой — мангансидеритам и олигонитам и в меньшей степени магнезитовой молекулой — сидероплезитам и пистомезитам. Выявляется существенное различие в составе сидеритов, образованных по разным породам. Так, сидериты колчеданно-сидеритовых ритмов богаче родохрозитовой молекулой (ан. 1, 2, 3), а сидериты, образованые за счет известняков и известняковых брекчий, богаче магнезитовой молекулой.

По количеству элементов- примесей осадочные и метасоматические разности сидеритов не различаются, так как выделение чистых мономинеральных фракций для анализа практически невозможно.

Для уточнения фаз карбонатов образцы изучались методом термического анализа и инфракрасной спектроскопии, которые подтвердили наличие механических смесей разных карбонатов.

Термический анализ метасоматических сидеритов выполнен на дериватографе. Условия съемки: навеска 200 мг, стандарт — окись алюминия, скорость нагревания 10—12°/мин, термопара платино-платино-родиевая. Некоторые термограммы получены на пириометре Курнакова, в этом случае скорость нагревания 40°/мин, эталон и термопара — те же, навеска 100 мг. В отличие от классического сидерита состава $FeCO_3$ (Дир и др., 1966) на кривых нагревания наших образцов (рис. 1) пики сдвигаются в область низких температур (эндоэффект от 500 до 550° и экзоэффект от 550 до 580°С) со слабым проявлением (обр. 2, 3, 5) или полным отсутствием второго экзотермического пика (обр. 1, 4, 6). Это обусловлено, по-видимому, с одной стороны, присутствием сульфидов (экзотермические пики от 440 до 480°С), а с другой — смешанным составом сидеритов. Кривые нагревания (кроме обр. 2) отображают механические смеси сидерита с незначительными количествами родохрозита или кальцита и магнезита.

Химический состав сидерита

№ ан.	Место взятия	Характеристика образца	Состав, %			
			$FeCO_3$	$MnCO_3$	$MgCO_3$	$CaCO_3$
		Слоистые колчеданные руды				
1	32/527	Серый микрозернистый с густо рассеянной вкрапленностью пирита	68,47	28,60	1,20	1,73
4	32/153	То же	76,53	19,60	2,13	1,73
39	32/593	Серый мелкозернистый	70,80	26,53	1,20	1,47
3	32/389	Светло-серый микрозернистый	52,40	40,47	3,80	3,33
		Сульфидно-карбонатный цемент туфогенных брекчий				
17	370/132	Серый микрозернистый	88,13	8,87	1,47	1,53
13	141/87,2	» »	82,33	12,60	3,47	1,60
33	140/26,8	Серый »	74,67	12,40	11,20	1,80
50	264/183,3	Темно-серый »	73,93	10,07	14,87	1,13
18	141/86,5	Серый микрозернистый с вкрапленностью пирита	72,33	21,67	3,73	2,27
37	210/26,2	Светло-серый мелкозернистый	76,53	16,60	6,86	—
37-1	210/26,2	Серый »	75,00	17,93	6,27	0,80
43	210/93,5	Серый тонкозернистый с вкрапленностью пирита	74,13	12,07	12,12	1,60
21	0—697	Серый микрозернистый	78,40	8,60	12,00	1,00
16	210/35,0	» »	88,67	8,33	1,47	1,53
		Обломки известняков в туфогенных брекчиях				
51	264/183,3	Желтовато-буроватый	78,13	12,60	6,07	1,20
14	324/29,9	Желтоватый микрозернистый	78,27	23,07	7,33	1,33
42	317/15,3	» »	57,40	11,73	19,73	11,13
4 и 6	141/124,7	Желтовато-буроватый	84,87	8,73	5,53	0,87
44	111—153	Светло-серый мелкозернистый	85,47	7,40	5,73	1,40
2	32/519	» »	81,27	6,93	10,93	0,87
32	140/26,8	Белый тонкозернистый	77,27	14,93	7,00	0,80
20	140/26,8	Желтоватый »	86,00	10,93	2,20	0,87
19	140/26,8	Желтовато-бурый	88,40	8,93	2,20	0,47
35	141/74,7	Розовато-бурый мелкозернистый	88,67	8,13	1,87	1,33
36	141/74,7	Желтовато-буроватый	86,27	10,66	2,27	0,87
38—1	210/29,0	Серый мелкозернистый	86,53	9,47	2,20	1,80
28	210/93,5	Розоватый	85,00	11,67	1,93	1,40
19	140/26,8	Буроватый тонкозернистый	84,47	12,53	2,13	0,87
34	317/124,0	Розоватый мелкозернистый	87,53	10,20	1,46	0,80
40	370/35,0	Буроватый крупнозернистый	81,00	9,47	8,13	1,40
		Известковистые туфы				
30	261/55,0		84,53	12,60	1,93	0,93
	52/225		85,46	11,87	2,00	0,67
		Кварц-баритовые жилки				
54	0—234	Радиально-лучистые почки	81,53	14,00	2,60	1,87

Примечание. Место взятия образца: в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина, м. Аналитик В. Н. Королюк.

На рис. 2 приведены кривые ИКС сидерита разного состава, подтверждающие их принадлежность к сидеритам и механическим смесям. Лишь в обр. 13, 14 выявлена примесь карбоната с арагонитовой структурой.

Рентгенометрическое изучение образцов показывает или чистый сидерит, или механические смеси карбонатов.

Об условиях образования сидеритов на Озерном месторождении в некоторой степени можно судить по данным химического состава

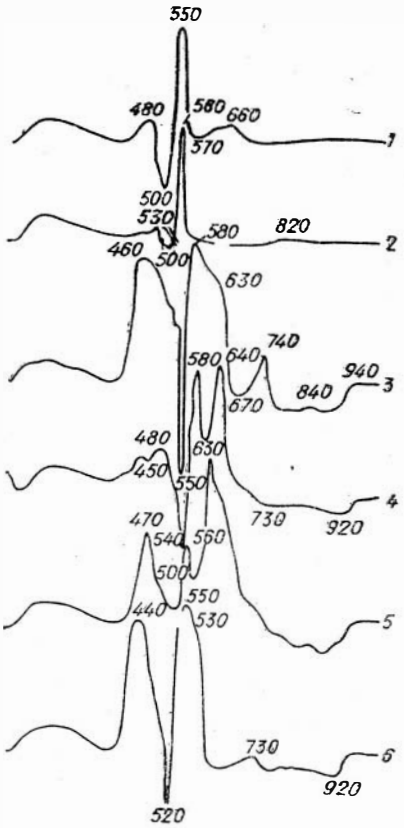


Рис. 1. Кривые ДТА сидеритов со смесями:

1 — родохрозита, *2* — чистый сидерит, *3* — родохрозита, магнезита, кальцита, *4* и *5* — родохрозита, кальцита, *6* — кальцита.

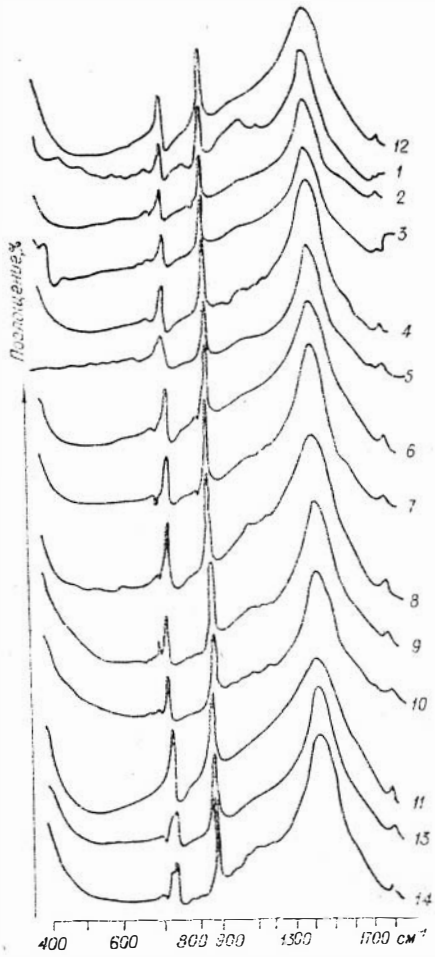


Рис. 2. ИК-спектры поглощения карбонатов:

4, 6, 8 и *12* — сидерит; *1, 5* — сидерит с примесью родохрозита; *2, 7* — сидерит с примесью родохрозита и кальцита; *3* — сидерит с примесью родохрозита, кальцита и магнезита; *9, 10* — доломит с примесью кальцита; *13* и *14* — сидерит с примесью арагонита.

(см. таблицу) и парагенетическим ассоциациям гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических сидеритов.

Одним из решающих факторов образования гидротермально-осадочных сидеритов являлось наличие в растворах углекислоты. Н. С. Скрипченко (1972) убедительно показано, что, поскольку в карбонатно-сульфидных ритмитах устойчива ассоциация пирит — сидерит, образование или карбоната или сульфида зависело прежде всего от соотношения в растворе парциального давления CO_2 и H_2S. Рассчитав константу равновесия для сульфида и карбоната железа в ритмитах месторождения, он показал, что даже небольшое количество H_2S практически полностью могло вытеснить карбонат или заместить его сульфидом. Поэтому карбонатно-сульфидные ритмиты могли образоваться только путем хемогенного осаждения из гидротермальных растворов в толще воды над донным осадком.

Химический состав осадочных сидеритов отличается большим содержанием родохрозитовой и меньшим — магнезитовой молекул.

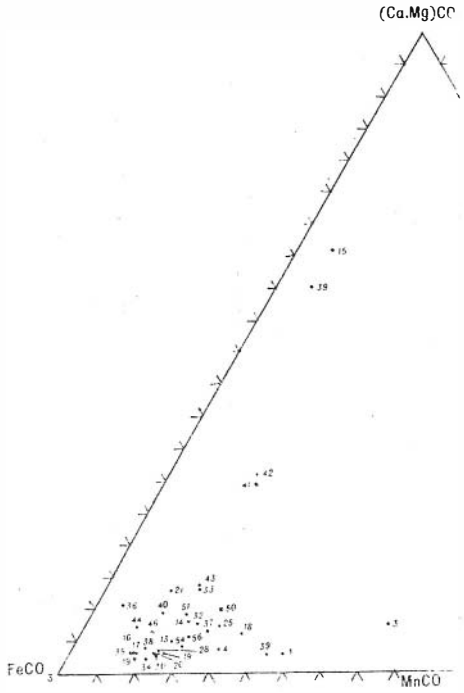


Рис. 3. Диаграмма составов ряда сидерит — доломит, сидерит — родохрозит.

Большую роль в образовании гидротермально - метасоматических сидеритов играли состав минералообразующих растворов и замещаемых пород, температура, концентрация CO_2 и H_2S, соотношение кислотность — щелочность растворов и многие другие факторы. Судя по химическим анализам и диаграмме составов (рис. 3), образовавшие их гидротермальные растворы характеризовались разными соотношениями концентрации катионов Fe, Mg, Mn, Ca, что привело к формированию сидеритов сложного состава. Наличие в $FeCO_3$ в виде твердого раствора примесей Mg, Mn, Ca обусловило биминеральный состав сидеритов, образованных главным образом за счет замещения вулканогенных пород, исходный состав которых сложнее, чем известняков. По данным химических анализов Озерной ГРП, в составе всех разновидностей туфов, туффитов, игнимбритов содержание MgO варьирует от 1 до 7%, CaO — 1—6, MnO — — 0,15—0,60, реже до 3, FeO — 2—6, Fe_2O_3 — 0,15—5%, а в известняках соответственно: MgO—1—3, CaO— — 46—47, MnO — 0,4, FeO — 0,47 — 1,4, Fe_2O_3 — 1%. Сопоставление этих данных с данными химического состава сидеритов (см. таблицу) показывает, что при замещении пород и образовании сидеритов сложного состава все элементы, кроме кальция и частично магния, привносились гидротермальными растворами, а большое количество кремнекислоты (от 40 до 70%), содержащейся в туфогенном материале, обусловило образование зон окварцевания. Причем, по-видимому, процесс циркуляции растворов был настолько быстрым, что микрообломки кварца, микрофельзита и плагиоклаза сохранили свою первоначальную угловатую форму, несмотря на щелочной характер гидротермальных растворов.

Важную роль в замещении пород играл структурно-текстурный фактор. Туфы, туффиты, игнимбриты, туфогравелиты и туфогенные брекчии, обладая большой пористостью, благоприятной для циркуляции растворов, сидеритизированы сильнее, чем кварц-серицитовые сланцы. Вследствие этого сидеритизация носит площадной характер.

Температура образования сидеритов изучалась методом гомогенизации газово-жидких включений по общепринятой методике. Для массивных тонкозернистых разностей сидеритов температура образования определена в интервале 340—330°С, перекристаллизованных крупнозернистых —280—260°С, а сидерита из жил кварц-барит-полиметаллической минерализации — 200—180°С и кальцита — 100—90°С, т. е. процесс карбонатообразования протекал в интервале от 340 до 90°С с понижением температуры от ранних стадий к поздним. Сравнение температуры гомогенизации газово-жидких включений в сидеритах месторождения с диаграммой полей устойчивости карбонатов в зависимости от температуры и щелочности растворов, а также примесей магния, построенной А. И. Тугариновым (1963) по данным эксперимента, показывает их близость.

По Д. С. Коржинскому (1955), процесс сидеритизации относится к низкотемпературному околотрещинному метасоматозу, при котором растворы характеризуются относительно большой вязкостью, а поэтому проникают главным образом по трещинам и зонам тектонических нарушений.

Не менее важным фактором, определяющим образование сидеритов, является режим кислотности-щелочности гидротермальных растворов и окислительно-восстановительный потенциал, т. е. изменение pH — Eh. Согласно теории эволюции гидротермальных растворов Д. С. Коржинского (1955), непрерывное изменение состава растворов приводит к изменению их кислотности-щелочности и смене одних образующихся минеральных ассоциаций другими. По И. В. Крейтер (1967), при замещении известняков процессу сидеритизации предшествовали доломитизация и анкеритизация с образованием слабо выраженной метасоматической зональности.

О кислотности-щелочности растворов, образовавших сидериты месторождения, можно судить по pH вытяжек из сидеритов. По Г. С. Риппу (1969), их pH колеблется в пределах 7,6—8,2, что отвечает слабощелочному характеру растворов. В то же время экспериментальными работами (Тугаринов и др., 1963) показано, что в стандартных условиях (25°C и 1 атм) при увеличении щелочности раствора устойчивость карбонатов возрастает в последовательности сидерит — магнезит — доломит — кальцит при одном и том же значении суммы растворенной углекислоты. В нейтральной или слабощелочной среде падение концентрации CO_2 может привести к исчезновению доломита при продолжающемся отложении сидерита. Образование сидеритов Озерного месторождения могло сопровождаться не только изменением щелочности, но и падением концентрации CO_2. Следовательно, ряд кальцит — сидерит в метасоматической колонке отражает возрастание кислотности раствора. По А. И. Тугаринову (1963), полю устойчивости доломита соответствует pH=11—12, а поле устойчивости сидерита расширяется от нейтральных растворов до pH=9,5.

Важная роль при образовании сидеритов и ассоциирующих с ним барита, магнетита и хлорита принадлежит окислительно-востановительному потенциалу. По Р. М. Гаррелсу и Ч. Л. Крайсту (1968), сидерит образуется и устойчив главным образом в восстановительной обстановке в интервале от —0,8 до +0,15 Eh и 0—14 pH при $P_{CO_2}=10^{-2}$ атм в системе, открытой для CO_2. Если принять, что сидерит месторождения образуется при pH=7,6—8,2, то, согласно диаграмме устойчивости по Р. М. Гаррелсу и Ч. Л. Крайсту, этим значениям pH будет соответствовать значение Eh от —0,5 до +0,15.

Выводы

1. На Озерном месторождении выделяются два генетических и морфологических типа сидеритов: гидротермально-осадочные (колчеданно-сидеритовые ритмиты) и гидротермально-метасоматические (залежи сидеритов).

2. Сидериты по составу являются промежуточными членами двух изоморфных серий твердых растворов: сидерит — родохрозит и сидерит — магнезит и относятся к мангансидеритам, олигонитам, сидероплезитам, реже пистомезитам.

3. Для гидротермально-осадочных сидеритов характерно повышенное содержание марганца.

4. Карбонатообразование на месторождении протекало в несколько стадий. В период осадконакопления образовались гидротермально-

осадочные разности. Формирование остальных карбонатов охватывает три последующие стадии: сидеритовую, кварц-карбонат-барит-полиметаллическую и кварц-флюорит-кальцитовую. Каждая стадия характеризуется присущими только ей парагенетической ассоциацией минералов и химическим составом карбонатов.

5. Процесс гидротермально-метасоматического карбонатообразования охватывает интервал температур от 340—330 до 90°, а по И. В. Крейтер — до 50° С с понижением температуры от ранней стадии к поздней.

6. Гидротермальные растворы, образующие метасоматические сидериты, характеризовались изменением pH от щелочной реакции до слабощелочной.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В. В. К вопросу о генезисе одного колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 11—13.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949. 657 с.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968. 368 с.

Демидов В. В. Вещественный состав и условия формирования Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья. Вып. 3(5). Чита, Изд. Заб. филиала Геогр. об-ва СССР, 1968. 100 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966. 408 с.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— «Геол. рудн. месторожд.», 1972, № 2, с. 3—22.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—453.

Крейтер И. В. Стадии околорудного метаморфизма на колчеданно-полиметаллическом месторождении в Западном Забайкалье.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья (материалы II науч. конф. ЗабНИИ). Чита, 1967, с. 46—47.

Крейтер И. В. О процессе сидеритизации на колчеданно-полиметаллическом месторождении Западного Забайкалья .— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М., 1968, с. 238—241.

Рипп Г. С. Минералого-геохимические особенности и критерии оценки сульфидно-полиметаллической минерализации в Курбинском и Еравнинском рудных районах Западного Забайкалья. Автореф. дис. Новосибирск, 1969.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 213 с.

Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: Геология и генезис эндогенных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 79—97.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б., Чжань Ень. Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматоза.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 570—580.

К. В. КОЧЕТКОВА

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФАТОВ НА КОЛЧЕДАННОМ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОМ ОЗЕРНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Сульфатная минерализация широко развита в рудах многих колчеданных месторождений, как отечественных, так и зарубежных, и представляет интерес с точки зрения выяснения условий образования руд. Так, присутствие гипса и ангидрита в рудах характеризует не только температурный режим, но и кислотный характер растворов.

Общая краткая характеристика Озерного колчеданного месторождения дана в статье автора, помещенной в данном сборнике.

Сульфатная минерализация на месторождении представлена главным образом баритом и спорадически встречающимся гипсом.

Барит. В отличие от карбонатной минерализации баритизация имеет неравномерное распространение. Интенсивность ее возрастает в направлении от нижних горизонтов рудоносной пачки к верхним. Существенно баритизированные участки образуют самостоятельный тип баритовых руд. В зависимости от количественного соотношения минералов в колчеданных и сидеритовых рудах месторождения наблюдаются переходные разности от барит-колчеданных и барит-сидеритовых к колчеданно-баритовым и сидерит-баритовым. В сравнении с сульфидными баритовые руды имеют ограниченное и неравномерное распространение. Они образуют самостоятельные тела жильного типа вдоль тектонических нарушений и зон повышенной трещиноватости северо-восточного и субширотного простирания преимущественно на юго-восточном фланге месторождения. Баритовые руды пространственно ассоциируют с сидеритовыми и в меньшей мере с колчеданными. Отдельные жилы барита с линзовидным строением и тупым выклиниванием по падению и простиранию иногда достигают мощности 5—7 м (Тарасова и др., 1972). В колчеданных рудах и вмещающих их породах барит наблюдается в незначительных количествах.

В слоистых колчеданных рудах и карбонат-колчеданных ритмитах висячего бока рудных тел 6 и 2 барит участвует в образовании тонкой слоистости (см. фото *, *а*). Состав слойков зависит от соотношения сфалерита, пирита, барита и анкерита. В слойках существенно баритового состава примесь сульфидов варьирует от 10—15 до 35—40%, а в существенно сульфидных содержание барита не превышает 3—5%. Мощность слойков барита 0,1—10 мм. В контакте с дайками в слоистых колчеданно-баритовых рудах наблюдаются обломковидные

* Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

обособления более крупнозернистого давленого барита с волнистым погасанием и следами перекристаллизации на краях зерен (см. фото, *б*). Подобные стяжения крупнокристаллического барита обтекаются сульфидными колчеданными слойками и, по-видимому, относятся к ранней генерации или являются продуктом собирательной перекристаллизации в зоне контактового метаморфизма. Размер стяжений от долей до 10 мм, а размер зерен в них 0,6—2,5 мм в длину. Главная же масса барита образует агрегаты с изометричными, местами гранобластовыми зернами, а в участках рассланцевания — удлиненной формы. Последние ориентированы длинной осью параллельно слоистости. Размер зерен барита 0,1—0,5 мм. Пирит и сфалерит при этом перекристаллизованы в более крупнозернистые агрегаты. Небольшие по мощности (не более 2—3 мм) ветвистые прожилки и гнездообразные обособления имеют кварц-сидерит-баритовый или сидерит-анкерит-баритовый состав с незначительной примесью галенита и сфалерита. Размер зерен барита в них не превышает долей миллиметра. Форма зерен аллотриоморфная.

В колчеданных брекчиевых рудах барит образует вкрапленность в виде микрогнезд и прожилковых обособлений, что обусловлено их неравномерным строением, анизотропией состава и физических свойств цемента и обломков. Гнезда состоят из агрегатов не более 3—5 зерен. Прожилки с баритом часто содержат галенит и сфалерит.

Сидеритовые залежи содержат барит в виде секущих и метасоматических ветвистых жилок и прожилков, небольших гнезд и линз, неравномерно рассеянной вкрапленности. Состав жилок и прожилков кварц-барит-анкерит-сидеритовый (см. фото, *в*) или барит-сидеритовый со сфалеритом, галенитом и подчиненными количествами кальцита, кварца, магнетита, пирита, халькопирита и других сульфидов, а также флюорита.

В туфах и туфобрекчиях барит образует вкрапленность в виде зерен неправильной и изометричной формы, небольшие гнезда, а также ветвистые прожилки, совпадающие или с направлением рассланцевания, или трещинок дробления пород. В трещинках барит нарастает на стенки. Размер его зерен не превышает 0,1 мм. В туфах он развивается вдоль плоскостей рассланцевания вместе с хлоритом и пиритом. Цвет барита белый, светло-серый до темно-серого за счет включений рудного и нерудного вещества. Зерна барита всегда переполнены газово-жидкими микровключениями, вследствие чего он всегда непрозрачен. Состав прожилков кварц-баритовый, но в зальбандах их присутствует или хлорит с магнетитом, или мусковит. Для гнездовых образований повторяется та же ассоциация и тот же порядок распределения: по периферии хлорит с магнетитом, в центральной части кварц и барит. Образующиеся метасоматические жилки барита имеют неровные границы с замещаемыми породами.

Цвет баритовых руд матово-белый, серый до темно-серого за счет включений рассеянных пылевидных сульфидов, преимущественно пирита, сфалерита и галенита.

Текстура руд массивная, пятнистая и вкрапленная. Структура агрегатов барита мелкозернистая гетеробластовая, аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая. Размер зерен от сотых долей до 0,7 мм.

Взаимоотношения барита с другими минералами прослеживаются по внутреннему строению жилок. Часто в призальбандовых участках жилок в виде оторочки мощностью до 0,1 мм с одной или двух сторон наблюдаются микрогипидиоморфнозернистые агрегаты анкерита, размер зерен которых не более 0,01 мм. В одних случаях на эту оторочку нарастает более крупнозернистый анкерит с постепенным увели-

чением размера зерна до 0,1 мм в направлении к центру жилок, в других же — призальбандовая оторочка сложена сидеритом, сменяющимся последовательно зонами анкерита и зернистого сидерита. Центральные части таких жилок выполняются или кварцем с баритом, или только баритом, а чаще баритом и крупнозернистыми агрегатами сфалерита и галенита (см. фото, *г*), причем баритовые жилки секут кварц, а сульфиды располагаются по границам зерен барита. Взаимоотношения барита с карбонатами свидетельствуют о повышении кислотности растворов и смене восстановительных условий окислительными. Появление сульфидов вслед за баритом говорит о новой смене окислительных условий восстановительными.

Жилы и прожилки кварц-барит-кальцитового состава везде секущие по отношению к массивным сидеритам. Жилы с баритовой минерализацией богаче парагенетическими ассоциациями минералов по сравнению с другими типами минерализации (сульфидной, сидеритовой, кварц-кальцит-флюоритовой и др.). Так, в массивных сидеритах широко распространены следующие ранние ассоциации: кварц — хлорит — барит — пирит — сфалерит — галенит; анкерит — сидерит — хлорит — сфалерит; сидерит — пирит — хлорит — магнетит; сидерит — кварц — хлорит — сфалерит; анкерит — сидерит — хлорит — пирит; сидерит — пирит — барит. Реже в виде поздних прожилков наблюдается ассоциация барита с анкеритом, кальцитом, сидеритом; сидеритом, хлоритом, кварцем, флюоритом и кварцем, кальцитом, пиритом, сфалеритом.

Химический состав барита (см. таблицу), изученный на микроанализаторе MS-46 фирмы КАМЕКА (Франция), характеризуется слабой стронциеносностью при отсутствии изоморфных примесей Ca, Mg, Mn, Fe. Содержания стронция в жильном барите из разных парагенетических ассоциаций близки друг к другу.

Образование столь обширного ряда ассоциаций объясняется не только присутствием в растворе катионов Ca, Mg, Mn, Fe, Ba, Zn, Pb и др., но и изменением соотношений $CO_2[SO_4]^{2-}$, S^{2-}. Преобладание CO_2 в растворе в восстановительных условиях вызывало образование жильного анкерита, сменяющегося сидеритом, что свидетельствует о повышении кислотности растворов.

О кислотно-щелочном характере растворов можно косвенно судить по pH водных вытяжек из сидеритовых (pH=7,6—8,2), полиметаллических (pH=7,8—8,3) и магнетитовых (pH=7,4) руд (Рипп, 1969). Появление $[SO_4]^{2-}$ в растворах указывает на образование сильной кислоты H_2SO_4, воздействие которой на породы и ранее образованные минералы вызывало их растворение и выщелачивание Ca, Mg, Mn, Fe, K, Na и других элементов. Последующее замещение анкерита или сидерита кварцем означает, по-видимому, не только повышение кислотности растворов, но и падение температуры, так как растворимость кремнезема при понижении температуры быстро падает. Это хорошо согласуется с данными по гомогенизации газово-жидких включений. Появление иона $[SO_4]^{2-}$ и отложение труднорастворимого соединения $BaSO_4$ характеризует окислительную среду минералообразования, так как в сильно восстановительной обстановке $[SO_4]^{2-}$ неустойчив (Бетехтин, 1955).

Температура образования минералов ассоциации анкерит — сидерит — кварц — барит — сфалерит изучалась методом гомогенизации газово-жидких включений по общепринятой методике. Температуры определены: для сидерита (жильный) — 280—260°C, кварца — 300—280, барита — 180—160, светло-желтого сфалерита — 140—120, кальцита — 110—80°C, т. е. процесс жильного минералообразования протекал в направлении понижения температуры растворов.

Химический состав барита

Компонент	Микрополосчатая барит-колчеданная руда (1)					Гнезда в сидерите					Стяжения в колчед. руде	Жилка в сидерите	Из туфа
	вес. %	мол. колич.	атом. колич. анион.	атом. колич. катион.	коэф.	вес. %	мол. колич.	атом. колич. анион.	атом. колич. катион.	коэф.	вес. %	вес. %	вес. %
SrO	1,70	164	164	164	0,04	0,80	77	77	77	0,02	0,70	0,70	1,60
BaO	63,50	4141	4141	4141	0,98	63,90	4167	4167	4167	0,96	56,20	62,80	55,80
MnO	0,60	84	84	84	0,02	1,10	155	155	155	0,03	0,60	0,50	Не обн.
FeO	0,20	28	28	28	0,006	0,20	28	28	28	0,007	Не обн.	Не обн.	»
SO_3	33,40	4171	12513	4171	0,99	34,30	4283	12849	4283	0,99	32,40	31,60	30,00
Сумма-делитель	99,40	169301 : 4=4232,5				100,50	17276 : 4 4319				89,90	85,60	87,40

Количество ионов в пересчете на 4 (O)

Сумма Ba, Sr, Mn, Fe, SO_4	1,046	1,017
	0,99	0,99
Формула	$(Ba_{0,98}, Sr_{0,04}, Mn_{0,02}, Fe_{0,006})_{1,046}(SO_4)_{0,99}$ (1)	
	$(Ba_{0,96}, Sr_{0,02}, Mn_{0,03}, Fe_{0,007})_{1,017}(SO_4)_{0,99}$ (2)	

Примечание. CaO, MgO, K_2O не обнаружено. Аналитик В. Н. Королюк.

Гипс. На месторождении гипс встречается сравнительно редко и в незначительных количествах. Наблюдается гипс гипогенный и образовавшийся в зоне окисления. Для решения генетических вопросов наибольший интерес представляет гипогенное образование гипса.

Гипогенный гипс образует мелкие гнезда, линзовидные и линейные прожилки мощностью до 0,5 см среди известняков, туффитов, туфов кислого состава и колчеданных полиметаллических руд. Размер зерен 0,01—0,3 мм, в пустотах выщелачивания достигает 1—1,5 см. Какой-либо закономерности в локализации гипса не устанавливается, но количество его иногда увеличивается при приближении к рудным телам. В зоне тектонических нарушений гипс образует тесные срастания с кальцитом, сфалеритом, баритом, кварцем, нередко содержит их реликты. Весьма часто наблюдается в виде налетов на плоскостях трещин дробления. Ранее гипс отмечался В. В. Андреевым (1970).

Макроскопически гипс белый, кристаллический, водяно-прозрачный, легко раскалывается на тонкие пластинки по плоскостям спайности. Оптические свойства его обычные.

Гипс отмечался ранее в рудах колчеданных месторождений Урала (Столяров, 1965), Средней Азии (Бадалов, 1960; Виноградов и др., 1969), Закавказья (Ван Цзу-бан, Котляр, 1957) и ряда месторождений Японии, Америки и Канады.

Образование гипса в гидротермально-осадочных рудах свидетельствует о неустойчивости восстановительной обстановки в зоне минералообразования и повышении потенциала кислорода в локальных участках.

Гипс более поздней генерации наблюдается в зоне окисления, и его образование связано с окислением сульфидов при действии грунтовых вод. В зоне окисления в условиях низких температур

происходит образование иона $[SO_4]^{2-}$ и осаждение сульфата кальция в виде гипса. По экспериментальным данным, гипс осаждается из растворов ниже 42°С, а при более высоких температурах образуется ангидрит. Это объясняется тем, что при температурах выше 97° или увеличении давления начинается дегидратация гипса. Поэтому на более низких горизонтах колчеданных месторождений обычно встречается ангидрит. При высоких температурах растворимость сульфата кальция сильно падает, приближаясь при температуре выше 200°С к растворимости карбонатов (Справочник по растворимости, 1961). Поэтому уже незначительный избыток $[SO_4]^{2-}$ по сравнению с CO_2 приводит к осаждению ангидрита или замещению ранее образовавшихся карбонатов. Парагенезис гипса с кальцитом в поздних жилках указывает на образование его при низких температурах.

Выводы

Таким образом, барит на Озерном месторождении не проявлен в гидротермально-осадочном типе руд (слоистых), и все основные образования его носят либо жильный, либо гидротермально-метасоматический характер. В виде наложенных гнездовых и прожилковых обособлений барит отмечается практически во всех типах руд, хотя и в незначительных количествах. Отсутствие барита в гидротермально-осадочных слоистых рудах — характерная черта Озерного месторождения.

Наличие в рудах гипса — еще одно доказательство формирования слоистых руд в процессе подводной гидротермальной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В. В. Гипогенный гипс Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья.— В кн.: Матер. первой конференции молодых ученых. Иркутский гос. ун-т им. А. А. Жданова, 1970, с. 173—175.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—279.

Бадалов С. Т. О сульфатах в рудах эндогенных месторождений.— «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 2, с. 72—87.

Ван Цзу-бан, Котляр В. Н. О гипогенном ангидрите и гипсе из Кафанского месторождения.— В кн.: Научные труды Московского института цветных металлов и золота, вып. 27. Металлургиздат, 1958, с. 416—424.

Виноградов В. И., Бадалов С. Т., Туресебеков А. О возможной роли осадочных сульфатов в эндогенном рудообразовании Карамазара.— «Геол. рудн. месторожд.», 1969, № 1, с. 67—76.

Кочеткова К. В. Сидериты колчеданного свинцово-цинкового Озерного месторождения (Западное Забайкалье). См. наст. сборник.

Назаров Ю. И. Поисковые признаки скрытых медносульфидных и барит-свинцово-цинковых рудных тел в условиях юго-восточной части Грузии.— В кн.: Труды Геологического института АН ГрузССР, т. 6, 1961, с. 199—211.

Рипп Г. С. Минералого-геохимические особенности и критерии оценки сульфидно-полиметаллической минерализации в Курбинском и Еравнинском рудных районах Западного Забайкалья. Автореф. дис. Новосибирск, 1969.

Столяров Ю. М. Ангидрит и гипс в колчеданных месторождениях Урала в связи с проблемой их генезиса.— «Геол. рудн. месторожд.», 1965, № 2, с. 107—114.

Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 79—97.

Справочник по растворимости. Т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 1080.

В. В. ЗОЛОТУХИН, Г. Д. УШАКОВ, В. В. РЯБОВ

О ВЕРОЯТНОМ МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ НОРИЛЬСКИХ СУЛЬФИДНЫХ «ЖИЛ ВНЕДРЕНИЯ» (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, проблема механизма образования сплошных сульфидных рудных тел норильского типа не имеет окончательного решения, несмотря на значительное количество литературы, посвященной генезису сульфидного оруденения в дифференцированных трапповых интрузиях. Традиционная точка зрения, базирующаяся на ликвационной концепции их генезиса, предполагает возникновение всей массы сплошных сульфидов за счет отжатия скопившейся отликвировавшей сульфидной жидкости внизу интрузий вдоль механических нарушений в пределах ближнего эндо- и экзоконтактов (Годлевский, 1959). Высказывается также мнение о существовании самостоятельной субфазы сульфидной магмы (Урванцев, 1970). С этих позиций хорошо объясняются признаки механического воздействия сульфидного материала на вмещающие породы. В то же время остаются необъясненными многочисленные факты метасоматического замещения сплошными сульфидами вмещающих их пород. В последние годы некоторые авторы говорят о существовании среди сплошных норильских руд как «жил внедрения», так и «жил замещения» (Золотухин, 1964; Тарасов, 1968), причем вторые чаще образуют наиболее мощные проявления в виде пластинообразных тел, а первые — системы сравнительно маломощных жил, объединяемые в разобщенные жильные рудные поля. На вопросах возникновения руд замещения мы уже останавливались неоднократно (Золотухин, 1964, 1971; 1973_{1-2}; Золотухин и др., 1973). Что касается возникновения «жил внедрения», то наши представления заметно отличаются от традиционных и излагаются ниже.

Многими исследователями норильских руд отмечались факты механического нарушения вмещающих интрузивных и осадочных пород в контакте с маломощными сульфидными «жилами внедрения» и их апофизами явно под воздействием сульфидного материала. К ним относятся раздвигание трещин, иногда с разрывом «прослоев» вмещающих пород, присутствие среди сульфидов остроугольных отторженцев — «ксенолитов» вмещающих пород, ответвление под резким углом сульфидных прожилков по различным системам оперяющих трещин и т. д. Характерным здесь является почти полное отсутствие каких-либо высокотемпературных метасоматических и метаморфических воздействий на вмещающие породы со стороны сульфидов, а иногда и отсутствие ореола околожильной вкрапленности. В то же время наличие ориенти-

рованных (удлинением вдоль жил) отторженцев вмещающих пород среди сульфидов свидетельствует о вероятном поступательном движении сульфидного материала внутри жил. Проникновение по трещинам с их раздвижением и выклинивающиеся окончания подобных жил и прожилков как будто бы свидетельствуют о напорном, с эффектом гидроразрыва внедрении сульфидного материала, как это уже отмечалось А. В. Тарасовым (1966_2).

Для сравнительно вязкой магматической силикатной жидкости цифровые оценки условий движения «ползущего клина» известны (например, Золотухин, Шарапов, 1968). По аналогии и в рассматриваемом случае еще более вязкой жидкости либо способного к течению твердого пластичного вещества можно полагать, что для течения достаточно относительно небольшого превышения гидростатического давления внедряющегося материала над литостатическим — вмещающей толщи. Такое превышение, как считают все исследователи (например, Годлевский, 1959; Тарасов, 1966, 1968), может обеспечить локально проявляющиеся стрессовые тектонические нагрузки, отжимающие сульфидный материал по плоскостям механических нарушений в участки, находящиеся под наименьшим давлением. Понятно, что нарушения могут возникать в интрузиве либо во вмещающих породах лишь при достаточном их охлаждении, потере породами пластичности с переходом их к хрупким деформациям. Ясно также, что этот переход осуществляется при достаточно высоких температурах, когда либо еще существует сульфидный расплав (Годлевский, 1959), либо сульфиды уже твердые, но сохраняют пластичность.

В отличие от предыдущих исследователей этого вопроса (Годлевский, 1959; Тарасов, 1966; Урванцев, 1970) мы исходим из того, что источником материала для «жил внедрения» могли быть скопления сплошных «руд замещения» метасоматического генезиса как в интрузии, так и ее экзоконтакте. В условиях разной пластичности интрузивных пород и сульфидов при достаточно высоких температуре и давлении и наличии стрессовых нагрузок более пластичные сульфиды должны «залечивать» механические нарушения в более хрупких интрузивных и других силикатных породах. Эти положения требовали экспериментальной проверки, которая и была проведена Г. Д. Ушаковым в лаборатории экспериментальной тектоники ИГиГ СО АН СССР на оригинальной установке. Поскольку мы не обнаружили в литературе подобных данных для условий высоких температур * по деформационной системе силикатная интрузивная порода — сульфиды, представляющей несомненный интерес, приводим их ниже.

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Первая серия экспериментов над габбро-долеритами норильских интрузий в условиях температур 500°С **, всестороннего давления 1000 и 2000 бар при стрессовых нагрузках показала, что в этих условиях породы обнаруживают хрупкое разрушение с образованием трещин скола под углом 45° к оси образца (см. фото *** 1). Сопротивляемость образцов к стрессовой нагрузке иллюстрируется кривой на диаграмме (см. рис. 1, обр. 23).

---

* Деформационные свойства сульфидных руд при низких температурах рассматривались (см., например, Шадлун, Розанов, 1949; Юшко, 1940 и др.).

** Именно при таких температурах, по мнению одних исследователей (Годлевский, 1959), возникает здесь основная масса сульфидных руд, а по мнению других (Золотухин и др., 1966), заканчивается формирование основной массы пирротина.

*** Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

Вторая серия экспериментов над образцами сплошных сульфидов (в основном пирротин) в тех же условиях (500°С, 1000 и 2000 бар при стрессе) обнаружила более плавный переход от упругопластической деформации в пластическую (см. рис. 1, обр. 20), а цилиндрические образцы сульфидов приобрели бочонкообразную форму без хрупкого разрушения (фото 2, обр. 20А и 21). При 200°С и 500 бар в подобных образцах обнаруживается уже хрупкое разрушение и система характерных сколовых трещин (см. фото 2, обр. 28), что хорошо видно и на диаграмме (обр. 28 на рис. 5).

Третья серия экспериментов над образцами руд, в равной степени содержащими сплошные сульфиды и реликты вмещающих их метаморфизованных габбро-долеритов, при температуре 500°С, всестороннем давлении 1000 и 2000 бар при стрессе выявила хрупкие деформации пород и пластичное поведение сульфидов с проникновением сульфидного материала во вновь образовавшиеся сколовые трещины и возникновением вдоль них рельефных скоплений — вздутий, просматривающихся даже через упаковочную медную гильзу (см. фото 3). Несколько более интенсивное проникновение сульфидов наблюдается при всестороннем давлении 2000 бар и температуре 500°С.

Четвертая серия экспериментов проведена со специально приготовленными образцами: 1) безрудные долериты, переслаивающиеся с пластинками (таблетками) из пирротина, расположенными поперек оси цилиндрической упаковочной гильзы (условия опыта: 500°С и 500 бар); 2) безрудные долериты с пластиной из пирротина, расположенной вдоль оси цилиндра (условия опыта: 500°С и 1000 бар). Опыты показали в обоих случаях ярко выраженные хрупкие деформации пород вплоть до будинажа срединной пластины долерита среди сульфидных пластин с затеками микропрожилков сульфидов и выдавливанием микроблоков долерита сульфидами (см. фото 4, обр. 27), находящимися даже при давлении 500 бар в пластичном и достаточно легкоподвижном состоянии. Заметим попутно, что это давление лишь незначительно превышает имеющиеся оценки литостатической нагрузки для норильских и талнахских рудоносных интрузий в момент их формирования (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; Золотухин и др., 1975).

Пятая серия экспериментов над образцами интрузивных контактовых габбро-долеритов (обр. 52), экзоконтактовых базальтов (обр. 53) и доломитов (обр. 54) в условиях температуры 500°С и всестороннего давления 2000 бар показала, что при стрессовой нагрузке после упругопластической деформации наступает хрупкое разрушение образцов (см. фото 5). Кривые на диаграмме (см. рис. 1) показывают, что обр. 52 ведет себя, как упругое тело, а образец 54 — как пластическое с дальнейшим сдвигом (см. фото 5). При этих же условиях обр. 55 полимиктового песчаника деформировался без хрупкого разрушения и приобрел бочонкообразную форму (см. фото 5), а построенная на диаграмме кривая для него имеет две площадки упрочнения (рис. 1) с нарастанием дальнейшего упрочнения при увеличении нагрузки.

На рис. 1 приводятся диаграммы, иллюстрирующие зависимость относительной деформации ε от стрессовой нагрузки $P_{стр}$ (σ_1). Некоторые кривые рис. 1, *а* дают представление о поведении трех групп образцов, испытанных при 500°С и всестороннем давлении $P_{бок}$ ($\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3$) 2000 бар: 1 — монолитные породы (пикритовые габбро-долериты, обр. 23); 2 — монолитные руды (обр. 20); 3 — неоднородные руды (до 50% силикатной массы среди сульфидов, обр. 24). Только для первой группы образцов имеет место характерная резкая ступенька, знаменующая переход от упругих деформаций к пластичным (горизонтальный участок кривых). Кривые других групп показывают постепенный переход от менее пластичного к более пластичному материалу. Как выясняется,

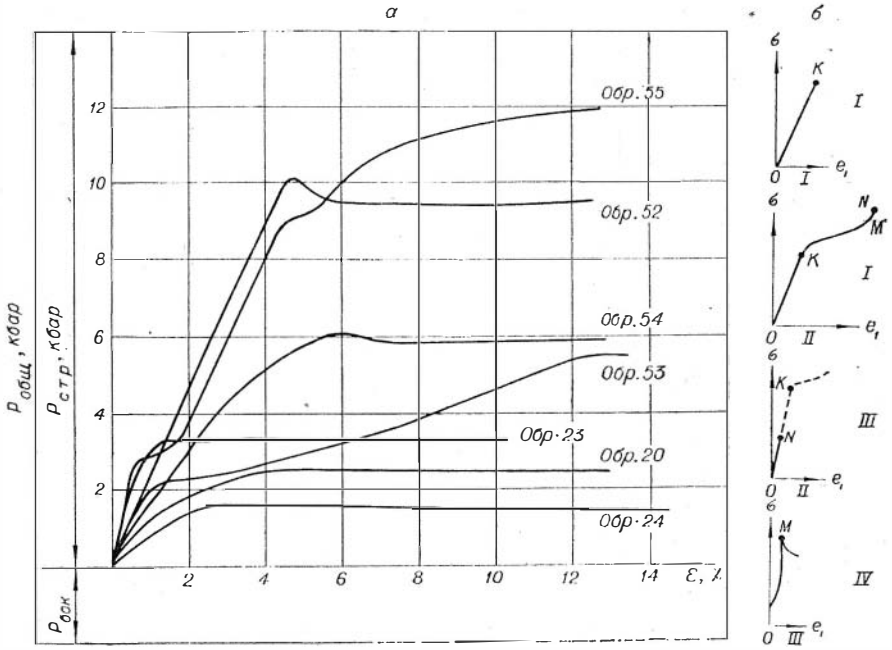


Рис. 1. Зависимость показателя деформации (ε) образцов от стрессового давления (σ_1).

а — пикритовые габбро-долериты (обр. 23), сплошные сульфиды (обр. 20), сульфиды с реликтами породы (обр. 24), базальт (обр. 53), контактовый габбро-долерит (обр. 52), доломит (обр. 54) и песчаник (обр. 55); *б* — упругие и пластические деформации по Н. А. Елисееву (1967): I — зависимость между напряжением (σ) и деформацией (ε) для упругих твердых тел; II — зависимость между напряжением и деформацией при пластическом течении (*Км*) и сбросообразовании (*MN*); III — зависимость между напряжением и деформацией для хрупких тел, разрыв сплошности наступает при напряжениях, более низких, чем в критической точке *K*; IV — изменение формы кривой напряжение — деформация при внезапном спаде напряжения.

величина необходимого для фиксирования пластичности стрессового давления максимальна для монолитных пород (3300 бар), гораздо меньше для монолитных сульфидов (2300 бар) и самая низкая — для неоднородных руд с многочисленными реликтами силикатов (1500 бар). Отсюда следует, что: 1) при $P_{общ}(\sigma_1+\sigma_2)>5000$ бар (3300+2000) и $t=500°C$ габбро-долериты уже становятся пластичными, что согласуется с литературными данными для базальтов (Griggs e. a., 1960); 2) в неоднородной деформационной системе силикаты — сульфиды требуются минимальные стрессовые нагрузки для проявления пластического течения сульфидов (до 500—1500 бар).

Интересно сопоставить эти деформационные кривые с таковыми для интрузивных контактовых габбро-долеритов (обр. 52), экзоконтактовых базальтов (обр. 53), доломитов (обр. 54) и среднезернистых полимиктовых песчаников (обр. 55). Как можно видеть (см. рис. 1, *а*), лишь песчаник и в какой-то мере доломит, подобно сульфидам, в данных *PT*-условиях обнаружили пластичность. Кривые для большинства испытанных образцов пород обнаруживают сходство с эталонными деформационными кривыми (см. рис. 1, *б*, вариант «III») — хрупкое разрушение после упругих деформаций и еще до наступления пластичности (точка *K*). У сплошных сульфидов и песчаников отсутствуют хрупкие деформации при температуре 500°C при общем сходстве с кривой варианта «II».

Полученные результаты хорошо объясняют не только возникновение за счет течения пластического материала даек сульфидов, но и

наличие в экзоконтакте трапповых интрузий реоморфических даек песчаников, описанных А. В. Тарасовым (1966), и реоморфических прожилков песчаников, выполняющих трещины в контактовых частях недифференцированных силлов Ивакиного ручья.

Самостоятельный интерес представляло сравнительное микроскопическое изучение образцов до и после экспериментов.

ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Как уже говорилось, для экспериментов нами была подобрана серия образцов руд и рудовмещающих пород. Первые были представлены сульфидными медно-никелевыми рудами из месторождений Норильска и Талнаха, хромитами с Северо-Востока СССР и титаномагнетитами Маймеча-Котуйской провинции. Вторая группа образцов состояла из песчаников, доломитов, базальтов, габбро-долеритов и оливинитов.

Сульфиды были представлены каплевидно- и прожилково-вкрапленными типами руд и сплошными жильными образованиями. Минералогический состав руд был существенно пирротиновым (60—70%) с халькопиритом (5—20%), магнетитом (5—20%) и пентландитом (3—7%). Количество других сульфидов составляло не более 1—3%. Степень оруденения в различных образцах вкрапленных руд колебалась от 10—25 до 50%. Во вкрапленных рудах сульфиды образуют прожилково-петельчатую, интерстиционную вкрапленность и отдельные более крупные (0,9×1,3 до 0,3×0,5 см) уплощенные каплевидные вкрапленники Сплошные сульфидные руды представляют собой крупно- до среднекристаллических зернистые агрегаты пирротина с прожилково-петельчатым расположением халькопирита. Силикатная часть вкрапленных руд — пикритовые габбро-долериты — состоит из частично серпентинизированного оливина (45—50%), плагиоклаза (25—30%) и клинопироксена (20—25%). Количество вторичных минералов (серпентин, биотит, хлорит, пренит) не превышает 3%.

Пирротин является основным минералом сульфидных руд. В природных образцах сплошных руд под микроскопом довольно часто можно видеть двойникование пирротина. Двойниковое строение кристаллов нередко можно различать даже невооруженным глазом по избирательному расположению пленок побежалости на различных индивидах двойников. В скрещенных николях двойниковые индивиды отчетливо распознаются по неоднородной анизотропии. Представляется возможным выделить два морфологических типа двойников: 1) пластинчатые, игловидные, линзообразные и клиновидные с однородным угасанием в поляризованном свете, 2) веретенообразные, ланцетовидные, линзовидные часто плойчатые и изредка пластинчатые с волнистым угасанием (см. фото 6). Для первого типа двойников характерно блокирование индивидов по простиранию с образованием поперечных трещин со следами перетертого сульфидного материала между ними. Судя по расположению и строению двойниковых индивидов, двойникование осуществляется, по-видимому, по многочисленным законам, как это известно для других объектов (Рамдор, 1962). Часто двойниковые швы совпадают с направлением (0001) кристалла, и под микроскопом индивиды двойников устанавливаются по ограничивающим их трещинам, а при отсутствии последних — по неоднородному угасанию. Двойники обычно охватывают полностью все зерно либо располагаются вдоль границы кристаллов и по трещинкам спайности в виде гребневидных образований.

Халькопирит отмечается в виде неправильной формы обособлений и прожилков. В халькопирите устанавливаются решетчатые и ступенчатые двойники. Они иногда видны по неоднородной побежалости

на различных индивидах. Магнетит образует мелкие изометричные округлые кристаллы и их скопления, создавая ситовую структуру в халькопирите и пирротине. Кроме того, в последнем иногда наблюдаются тонкопластинчатые вростки магнетита в плоскости отдельности по (0001) (Генкин, 1950). Пентландит наиболее часто встречается в виде пламеневидных вростков в пирротине, располагающихся удлинением субпараллельно спайности (0001) минерала-хозяина. В халькопирите наблюдаются метакристы и прожилки пентландита.

Образец хромита представлял собой сплошной гранобластовый агрегат рудного минерала. Под микроскопом в руде устанавливается умеренная трещиноватость. В крупных зернах хромита отмечается система параллельных микротрещин. Титаномагнетит также имеет умеренную трещиноватость без определенной ориентировки. Отдельные зерна минерала имеют различные оттенки серого цвета: кремово-серые (их около 80%) и желтовато-серые. В минерале под микроскопом в скрещенных николях отчетливо устанавливается ильменитовая решетка распада титаномагнетита. Ильменит проявляется в виде тонких и длинных редко расставленных иголочек и слабовытянутых гексагональных пластинок. Встречаются также ксеноморфные зерна и прожилки ильменита в титаномагнетите. Кроме того, в исследуемом образце наблюдались реликтовые участки оруденелого оливинита с содержанием около 15% титаномагнетита.

Использованные в экспериментах рудовмещающие породы были представлены свежими контактовыми габбро-долеритами (клинопироксен — 45—50%, плагиоклаз — 40—45%, оливин — 10—12%, вторичные минералы — 3—5%), песчаником (кварц 45—50%, полевой шпат — 35—45%, глинистый цемент — около 10%), афировым базальтом (частично измененное стекло — 65—70%, лейсты плагиоклаза — 30—35%), мелко- до среднезернистого доломитом и оливинитом. Эти породы подвергались раздавливанию при нагреве. В отдельных опытах сульфидный материал запрессовывался в гильзу между пластинами силикатной породы в виде порошка с размером зерен 0,05—0,1 мм.

ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ГЛАВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Пирротин. Наиболее ощутимые изменения после экспериментов были отмечены в пирротинах. Это, прежде всего, ярко выраженное двойникование. Различаются двойники трансляции, сложнопостроенные механические двойники, двойники смятия и, наконец, простые срезания по (0001) и инъективные прожилки пирротина. Двойники имеют перистую, клиновидную, веретенообразную, крученую, реже игольчатую и пластинчатую форму (см. фото 7).

Наибольшим развитием двойникование пользуется в сплошных сульфидных рудах. При заданных в экспериментах *PT*-условиях сдвойникованными оказались все пирротины сплошных руд, за исключением обр. 28 (см. таблицу). Здесь двойникование пирротинов распределено неравномерно по объему образца. Двойники приурочены к системе диагональных сколовых трещин или расположены вдоль гильзы. В обоих случаях они располагаются параллельно одному из направлений трещиноватости (рис. 2). В центральных частях треугольников, ограниченных диагональными трещинами, можно встретить монолитные кристаллы пирротина или зерна с развитием двойников в виде каймы по краям зерен.

Двойникование, по-видимому, осуществляется по ряду законов (Рамдор, 1962). В пирротинах можно встретить самую различную конфигурацию и ориентировку индивидов двойников. Большую роль при

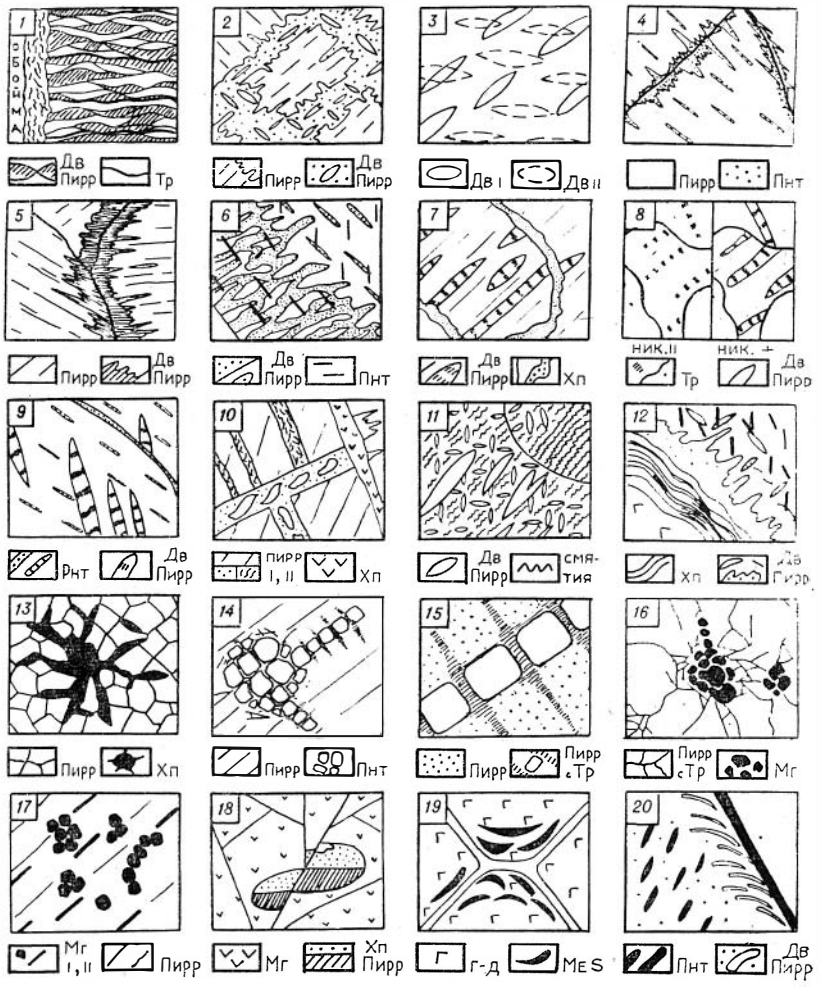


Рис. 2. Текстурно-структурные особенности минералов, подвергнутых деформациям.

Пирр — пирротин, Пнт — пентландит, Хп — халькопирит, Мг — магнетит, Дв — двойники, Тр — трещины, MeS — сульфиды, г—д — габбро-долериты.

1 — согласное расположение двойников и трещин в пирротине при перпендикулярной к их удлинению ориентировке стресса вдоль обоймы — зона смятия пирротина; *2* — избирательное расположение зон сдвойникованного пирротина вдоль границ его зерен; *3* — взаимное расположение веретенообразных двойников пирротина, гаснущих при различных поворотах столика; *4* — расположение и морфология пламеневидных и пластинчатых вростков пентландита в пирротине; *5* — расположение и морфология пламеневидных двойников вдоль границы зерен в пирротине (обращает на себя внимание сходство 4 и 5); *6* — «графические прорастания» двойниковых индивидов в пирротине; *7* — строение и ориентировка двойников давления в Пирр при скрещенных николях; *8* — то же, показаны особенности проявления двойников под микроскопом: границы двойниковых индивидов устанавливаются только при скрещенных николях, а участки перетертости сульфидного материала в двойниках видны и без николей; *9* — расположение двойников давления под углом к вросткам пентландита в пирротине; *10* — инъективные прожилки пирротина с различным внутренним строением. Обломки пирротина в брекчиевидном прожилке соответствуют Пирр из основной массы минерала, видны три прожилка с плойчато-деформированным пирротином; *11* — строение и ориентировка двойниковых индивидов среди плойчато-деформированной массы пирротина; *12* — струйчато-плойчатый халькопирит, а также пламеневидные, веретенообразные и игольчатые двойники пирротина, располагающиеся на диагональной трещине, проходящей по границе габбро-долерита (г) и сульфидов; *13* — пластическое выдавливание халькопирита между зерен пирротиновой крошки; *14* — растрескивание и частичное отжатие пентландита в более пластичной пирротиновой массе. Видны трещины между изометричными зернами Пнт; *15* — то же, строение пентландитового отжилка при деформациях сульфидов. Характерны изометричные округлые зерна Пнт со следами перетертости между ними; *16* — трещиноватость вокруг магнетита пирротиновой массы и подробленность самого Мг после деформаций; *17* — разобщение изометричных зерен магнетита в пластичной пирротиновой массе; *18* — нарушение сплошности «сульфидной капли», заключенной в жестком магнетитовом каркасе при хрупких деформациях; *19* — «раздавливание» сульфидного вкрапленника, попавшего на пересечение диагональных трещин (см. также фото); *20* — изгиб двойниковых индивидов вдоль диагональной трещины в сплошной сульфидной руде.

двойниковании играла исходная ориентировка зерен по отношению к стрессу. Об этом свидетельствует близкое к перпендикулярному расположение двойников соседствующих зерен (обр. 20А). В то же время, если проследить ориентировку двойников вообще, можно заметить, что преобладают субперпендикулярные направления их к стрессу. Часто кристаллы пирротина включают в себя две системы линзовидных индивидов, которые гаснут под углом 45° по отношению друг к другу. Проявляясь в скрещенных николях при определенном положении столика микроскопа, эти индивиды нарушают однородность зерна, напоминая пегматоидные прорастания (см. рис. 2). Угасание отдельных индивидов часто волнистое или облачное (см. фото 7).

Двойники трансляции часто имеют вид клиньев, линзочек и полос с перпендикулярными простиранию двойника участками перетертого материала (см. фото 7, рис. 2). В большинстве случаев двойники ориентированы параллельно (0001), эту же ориентировку имеют пламеневидные вростки пентландита в пирротине (Генкин, 1950). Однако нередко двойники располагаются и под углом к этому направлению.

Помимо двойникования, отмечается пластическое выжимание пирротина вдоль сколовых трещин, его прожилки секут сдвойникованные зерна пирротина. Иногда в прожилках сохраняются обломки — отторженцы сдвойникованных индивидов, а цемент этих брекчиевидных жилок не сдвойникован и однородно анизотропен (см. рис. 2). Некоторые прожилки инъецируют и вдоль отдельности (0001) пирротина.

Во вкрапленных рудах двойникование пирротина отмечается только в случае нахождения вкрапленников вблизи или непосредственно в основных трещинных зонах (см. фото 8). Здесь двойники имеют чаще линейную вытянутость с изгибами при растяжении сульфидов вдоль трещин. В наиболее напряженных участках встречаются системы линзовидных двойников. В сульфидном вкрапленнике, сидящем на окончании диагональной трещины (обр. 25), отмечается 3 системы двойников. ДI — крупные ланцетовидные секут более мелкие ДII и ДIII, взаимно перпендикулярные между собой, причем одна система двойников ДII параллельна стенке гильзы, а другая перпендикулярна к ней. Другой сульфидный вкрапленник в этом же образце, сидящий на противоположном окончании диагональной трещины, был растянут вдоль трещины с образованием плойчато-полосчатого чередования пирротина и халькопирита, повторяющих все неровности трещины. Полоса пирротина имеет различную отражательную способность и слабую анизотропию. По удалении от трещины в пирротине появляется система линзовидных взаимно перпендикулярных двойников, при этом одна из систем параллельна плоскости трещины. Линзовидные двойники секутся системой игольчатых индивидов под углом 30° к трещине (и к одной из систем линзовидных двойников). Игольчатые двойники располагаются под углом 30° друг к другу.

В прожилковой руде (обр. 24) были встречены две системы взаимно перпендикулярных двойников. Каждая из систем, выявленная при повороте столика, имеет вид пойкилокристов с пегматоидными вростками индивидов (см. рис. 2). Здесь же на удалении от основных трещинных зон наблюдаются пламеневидные, клинообразные двойники в краевых частях зерен пирротина. Двойники подобной конфигурации и расположения очень сходны с пентландитовыми вростками в пирротине (см. рис. 2).

Двойниковые индивиды часто по-разному окислены, пленки побежалости при этом значительно облегчают выявление двойникования. В обр. 25 отчетливо устанавливается три системы двойников: две взаимно перпендикулярные системы тонких двойников и под углом 45° к ним крупные ланцетовидные. Здесь же, между двойниковыми индивидами,

по неоднородной окисленности пирротина устанавливается тонкое субмикроскопическое параллельно-плойчатое строение зерна.

Халькопирит. В этом минерале после эксперимента установлено двойникование и пластическое отжатие материала по трещинам. Двойники имеют решетчатую структуру либо это ровные или изогнутые пластины и тонкие иголочки. Во вкрапленной руде отмечались случаи, когда халькопирит из ассоциации с пирротином был сдвойникован, а последний оставался однородным. По-видимому, это можно расценивать как то, что механическое двойникование у халькопирита происходит при более низких стрессовых нагрузках, чем у пирротина. В сульфидных вкрапленниках, насаженных на диагональную трещину (обр. 23, 25), отмечается пластический отток халькопирита по трещине, в сплошных рудах халькопирит в виде волосяных прожилков инъецирует в подробленные зерна пирротина и пентландита. Наиболее ярко пластические деформации халькопирита выражены в обр. 26 с сульфидным порошком. Здесь в результате давления изометричные зерна халькопирита превратились в лапчатые с отжилками между окружающими зернами пирротина (см. рис. 2).

Пентландит. В отличие от исходных руд поведение пентландита после эксперимента различное. В одних случаях в пирротине образовались двойники смятия, а находящиеся здесь же пентландитовые вростки ощутимых изменений не претерпели. В других — происходит пластическое отжатие пентландита по трещинкам спайности пирротина либо наблюдаются инъективные прожилки пентландита, секущие сдвойникованный пирротин. Нередко пентландит встречается в виде гранобластового агрегата полигональных зерен, образующих прожилки и изометричной формы скопления с отжилками (см. рис. 2). Между зерен находится тонкоистертый сульфидный материал, свидетельствующий о дроблении минерала при деформациях. Важно отметить, что пластические деформации пентландита установлены в наиболее напряженных зонах в образцах с высокими заданными значениями *P* и *T*. По удалении от этих зон пластичность пентландита, по-видимому, значительно меньше.

Магнетит. Для этого минерала отмечается только дробление. В результате стресса магнетит оказывается разбитым на полигональные блоки с продуктами разрушения (перетертым материалом) между блоками. Часто можно встретить мелкие округлые зернышки магнетита, расположенные цепочкой вдоль стенки гильзы. Интересно отметить, что вокруг скоплений зерен магнетита в сплошной руде повсеместно наблюдается повышенная трещиноватость (см. рис. 2). По ряду участков можно последовательно проследить гранулирование магнетита и постепенное разобщение блоков в более пластичной сульфидной массе. Именно таким механизмом можно объяснить появление своеобразных халькопиритовых руд с магнетитом округлой формы, ранее отмеченных Г. И. Кавардиным и Г. А. Митенковым (1971).

Магнетит находится в пирротине в одних случаях в виде мелких пойкилитовых вростков, не нарушающих сплошности двойников, в других — двойники огибают его (см. фото 8, *б*), в третьих — упираются в него. В участках скопления магнетита или в зернах, разбитых на разобщенные блоки, пирротин вблизи магнетита и между его зерен имеет мелкие сильно гофрированные двойники смятия. В случае отсутствия магнетита здесь же по соседству двойники ровные и крупные.

Магнетит — явно менее пластичный, чем сульфиды, минерал. Во вкрапленной руде был отмечен случай, когда насаженный на диагональную трещину магнетитовый вкрапленник имел внутри себя каплевидное включение халькопирита с пирротином. В результате эксперимента произошло лишь дробление магнетита. Он вел себя, как жесткая

рама, и вследствие этого расслоенный сульфидный вкрапленник претерпел только сбросовое смещение (см. рис. 2).

В эксперименте с хромитом пластических деформаций не отмечалось, но часто встречаются перемещения материала, параллельные спайности минерала и очень напоминающие трансляционные скольжения у пирротина. Перпендикулярно этим подвижкам по спайности наблюдаются короткие трещинки со следами перетертого материала по ним, подобно таковым в двойниках трансляции.

В титаномагнетите из сплошной руды, как отмечалось выше, пластичность не улавливается. В то же время в оливинитовой части образца вдоль сколовой трещины отчетливо видны пластические деформации вкрапленного титаномагнетита с образованием тонких плойчатых зерен, вытянутых параллельно сколовой трещине и повторяющих ее неровности. Интересен тот факт, что после эксперимента в титаномагнетите не было встречено ни одного ильменитового вростка решетчатой структуры. Отмечались только ксеноморфные скопления, имевшие место в исходном материале.

Таким образом, изучение деформаций различных минералов под микроскопом позволяет отметить следующие наиболее интересные моменты. Нерудные минералы в режиме установленных *PT*-условий претерпевают только разрывные (сколовые) деформации, сопровождаемые их дроблением и перетиранием. В изученных нами рудных минералах широко проявились пластические деформации. Пластичность возрастает в следующем порядке: хромит, магнетит (титаномагнетит), пентландит, пирротин, халькопирит, что отвечает ряду понижающейся твердости минералов (Pärnamaa, 1963; Рамдор, 1962). Если первые два подверглись преимущественно хрупким деформациям, то остальные пластическим. Наиболее отчетливо последние выражены у халькопирита и пирротина. Пластические деформации устанавливаются по появлению двойников (Елисеев, 1967) и инъективных прожилков этих минералов в окружающую среду.

Пирротин оказался благоприятным минералом для изучения его поведения в изменяющихся *PT*-условиях, поскольку не требовал дополнительных манипуляций со структурным травлением. Он высокочувствителен к изменяющимся *PT*-условиям, и даже при их минимальных значениях в пирротине отмечаются двойники (обр. 28). При небольших стрессовых нагрузках двойники возникают только в наиболее напряженных участках, например в зонах вдоль диагональных сколовых трещин. Одними из первых также проявляются двойники, приуроченные к границам разных зерен пирротина. При повышении давления образуются пластинчатые полосовидные двойники с предпочтительно перпендикулярной стрессу ориентировкой индивидов. Дальнейшее наращивание давления приводит к возникновению новых разноориентированных систем двойников и смятию ранее существовавших. При наиболее высоких значениях *P* и *T*, по мере достижения предела двойниковой пластичности (см. рис. 1, II, отрезок *NM*), происходят разрывные деформации и инъективные дислокации сульфидов.

Микроскопическое изучение образцов до и после экспериментов позволяет отметить следующее.

Как видно в шлифах, реликты скоплений нерудных минералов среди сплошных сульфидов чаще всего имеют гранобластовую структуру, а также волнистое погасание, в то время как в породах до эксперимента наблюдается и гипидиоморфнозернистая структура (шл. 21 и 21А). В эксперименте с будинажем пластинки долерита, помещенной внутри сульфидной массы (обр. 27), порода претерпела интенсивный катаклаз в месте ее изгиба и утонения за счет сдвига (см. фото 4, 8, *в*). В пикритовых габбро-долеритах после эксперимента сульфидные вкрапленники

PT-условия и особенности деформаций образцов

№ обр.	Характеристика образцов	P, бар		$T°C$	Характер деформаций			Некоторые дополнительные признаки деформаций
		всесторон.	стресс.		общая для образца	двойникование (Дв)	трещиноватость	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
20А	Сплошная пирротиновая руда с халькопиритом, пентландитом и магнетитом	2000	4300	500	Пластичная	Интенсивное двойникование пирротина и халькопирита. Дв. веретенообразные, ланцетовидные и т. п. Дв. смятия, трансляции	Повышенная трещиноватость. Наиболее развиты системы трещин: ⊥ стрессу, ‖ стрессу, диагональная и оперяющие к ним. Трещины спаяны	Прожилки халькопирита, пирротина и пентландита, секущие двойники. Дробление магнетита и разобщение его блоков. Наличие различных систем Дв. даже в пределах одного зерна
21	Сплошная пирротиновая руда с реликтами (~5%) силикатной породы и халькопиритом, пентландитом и магнетитом	2000	5200	500	»	Интенсивное двойникование пирротина и халькопирита. Дв. веретенообразные, ланцетовидные и т. п. Дв. смятия, трансляции	Умеренная трещиноватость. Трещины спаяны. Система трещин см. обр. 20А	То же
28	Сплошная пирротиновая руда с халькопиритом, пентландитом и магнетитом	500	5300	200	Хрупкая	Слабое двойникование пирротина только вдоль системы диагональных трещин. Дв. трансляции	Повышенная трещиноватость. Преобладают трещины ‖ стрессу, диагональные и оперяющие к ним. Отмечаются участки дробления пирротина вдоль трещин	Инъективные прожилки халькопирита в пирротине
24	Шлир пирротина в габбро-долерите	2000	3500	500	Сульфиды пластичны, порода хрупкая	Повышенное двойникование пирротина и халькопирита	Повышенная трещиноватость в габбро-долерите, умеренная — в сульфидах и высокая — на границе руда — порода. Преобладают трещины ‖ контакту. В габбро-долеритах трещины зияющие, в сульфидах спаяны	Выдавливание тонкодробленого пирротинового материала по трещинам в габбро-долерите

25	Пикритовый габбро-долерит с вкрапленностью сульфидов	1000	2500	500	Хрупкая	Интенсивное двойникование пирротина и халькопирита в сульфидах, находящихся на диагональных сколовых трещинах, и отсутствие двойников на удалении от них	Повышенная трещиноватость вдоль диагональных сколовых трещин. Дробление пирротина, выдавленного вдоль обоймы на границе руда — порода	То же, а также изгибы двойников согласно сколовым трещинам в породе. Сульфиды пластичны (фото 8)
22	То же	2000	6300	500	»	Слабое двойникование пирротина и халькопирита только вблизи системы диагональных трещин	Отчетливое проявление диагональных сколовых трещин с повышенной микротрещиноватостью вдоль них	Выдавливание сульфидного материала вдоль диагональной сколовой трещины
23	Пикритовый габбро-долерит с вкрапленностью сульфидов	2000	5300	500	Хрупкая	Слабое двойникование пирротина и халькопирита в каплевидных вкрапленниках	Повышенная трещиноватость. Трещины слабо спаяны	Изгибы двойников халькопирита с пирротином вблизи трещин скола. Сульфиды выдавливаются по трещинам скола
26	Безрудный долерит с запрессованным порошком сульфидов	1000	1500	500	Сульфиды пластичны, порода хрупкая	Двойникование в отдельных зернах пирротина	Разделение на блоки и дробление зерен пирротина, сколовые деформации в силикатной породе. Будинаж (фото 4)	Образование зерен лапчатой и удлиненной формы вместо изометричных. Изгибы двойников согласно с направлением тока сульфидного материала при выдавливании. Выдавливание сульфидов в виде прожилков
27	Безрудный долерит с таблетками сульфидов (из обр. 20)	500	1700	500	Сульфиды пластичны, порода хрупкая	Интенсивное двойникование. Вблизи будин изгибы двойников	Умеренная трещиноватость в сульфидах, сколовые трещины в долерите. Будинаж (фото 4, 8 — в)	Инъективные прожилки сульфидов вдоль границы руда — порода
51	Сплошная хромитовая руда	2000	5900	500	Хрупкая с переходом в пластичную	Двойники не устанавливаются, спорадически отмечаются трансляционные скольжения	Интенсивная трещиноватость, трещины спаяны	

Окончание табл.

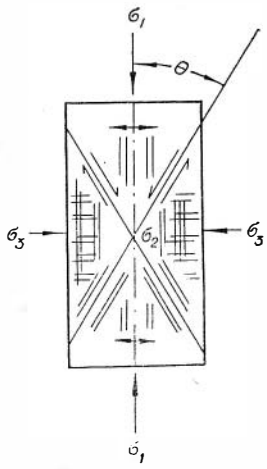
1	2	3	4	5	6	7	8	9
56	Прожилковая титаномагнетитовая руда в оливинитe	2000	9280	500	То же	Двойники не устанавливаются	Повышенная трещиноватость в руде и породе и наибольшее ее проявление на границе двух сред	Исчезновение пластинчатых ильменитовых вростков (структуры распада титаномагнетита)
52	Контактовый габбро-долерит	2000	10000	500	Хрупкая	—	Повышенная трещиноватость, трещины зияющие	Разделение на блоки зерен породообразующих минералов и волнистое угасание вдоль основных трещинных зон (фото 5)*
53	Базальт лабрадоровый	2000	5460	500	»	—	То же	То же
54	Доломит	2000	6200	500	Хрупкая до пластичной	—	Умеренная трещиноватость	»
55	Песчаник полимиктовый	2000	12600	500	Пластичная	—	Повышенная трещиноватость породы, сопровождаемая ослаблением «связи» кварца с глинистым цементом	»

* Микротрещиноватость. Интенсивность микротрещиноватости и двойникования определялась по отношению к исходным образцам.

обычно не несут следов деформации, которые фиксируются в породе структурой трещин сдвига (шл. 22, 23). Вкрапленники же, попадающие на пересечения этих трещин, волнисто изогнуты со смещением их частей, т. е. пластично деформированы (см. фото 8, *а*).

В аншлифах следы деформации четко фиксируются по двойникам деформации в пирротине, чаще всего волнистым, плойчатым (рис. 2, фото 7, 8) или смятия (Рамдор, 1962, рис. 410), что указывает на смятие в пластичном состоянии зерен с первоначально прямолинейными формами ограничения двойников, которые также часто наблюдаются (см. фото 6, рис. 2). Двойниковые швы чаще перпендикулярны длинной оси упаковочной гильзы, совпадающей с направлением приложения стрессовой нагрузки. Интенсивные двойники деформации особенно четко выражены в сплошном пирротине вдоль основных трещин скалывания при хрупкой деформации образца (обр. 28, см. фото 2). Между силикатной породой и упаковочной гильзой вдоль трещин сдвига часто бывают «затеки» сульфидов (см. фото 3, 4), реже такие затеки в породу расположены дальше от стенок гильзы. Трещины сдвига в силикатной породе четко прослеживаются по поверхности медной упаковочной гильзы, в то время как на срезе видно, что из участков сплошного рудного материала последний отжимается вдоль трещин и выполняет их частично или полностью. Это хорошо видно на обр. 24 и 25 (см. фото 3), где сульфиды чаще внедряются вдоль трещин, запол-

Рис. 3. Системы плоскостей двойникования в образцах сульфидов после экспериментов и ориентировка трещин отрыва (пунктир) и сопряженных сдвиговых трещин. Острый угол 2θ между ними пересекается пополам максимальным главным сжатием (σ_1) относительно направлений главных напряжений (σ) в однородном материале (Справочник, 1969).



няя пространство между гильзой и породой. При расположении пластины пирротина вдоль вертикальной оси образца, совпадающей с направлением стресса, наблюдается сдвиг пластины при хрупкой деформации вмещающей породы и образование горизонтального прослоя сульфидов (обр. 26, см. фото 4). Подобные микропрослоечки пирротина появились и в обр. 27 (см. фото 4) на контакте породы и сульфидного материала (см. фото 8, *г*). Характерно, что трещины сдвига, фиксируемые в породах, в сульфидах этих же образцов макроскопически не прослеживаются.

В образцах пород, взятых из толщи, вмещающей рудоносные интрузии габбро-долеритов (базальты, песчаники, доломиты), и не содержащих заметных количеств рудных минералов, под микроскопом после экспериментов не обнаружено каких-либо деформаций минералов, если не считать несколько повышенной микротрещиноватости, а также иногда макроскопических трещин скола.

Общая характеристика деформаций пород и руд приводится в таблице.

Как следует из макро- и микроскопического описания образцов, с которыми проводились эксперименты, при хрупких деформациях наблюдается хорошее развитие систем диагональных сдвиговых трещин. При пластических деформациях, судя по нескольким системам двойников в пирротине (см. рис. 2, фото 3, 7, 8,), в том числе присутствующих иногда в одном и том же зерне, имеют место макроскопически не выраженные системы микротрещин, диагональные, продольные и поперечные к направлению приложения стрессовой нагрузки (рис. 3). Вдоль системы поперечных микротрещин наблюдается не только система наилучшего развития двойников, но и прожилки-новообразования пирротина, обычно на контактах силикатного и сульфидного материала (см. фото 8, *г*). Подобные системы двойников в пирротине отмечаются и в образцах норильских руд, претерпевших динамометаморфизм в природных условиях (см. фото 6). Исходя из экспериментальных данных, можно думать, что наибольший интерес для нас в среде хрупких вмещающих пород будут представлять системы сколовых трещин, диагональных к направлению стрессовых нагрузок, а также трещин, поперечных к направлению стресса в слоистой толще — на границах пород с различными механическими свойствами. Эти направления, по-видимому, наиболее благоприятны для проникновения пластичного сульфидного материала, а также песчаников с образованием оперяющих жил и прожилков. Система продольных трещин в среде хрупких пород, совпадающая с направлением стресса, по-видимому, менее благоприятна для этого.

Выводы

1. Области пластичности габбро-долеритов и сульфидов не перекрываются при *PT*-условиях, отвечающих здесь условиям интенсивного рудообразования. Последние соответствуют промежуточной области непластичных габбро-долеритов и пластичного состояния сульфидов

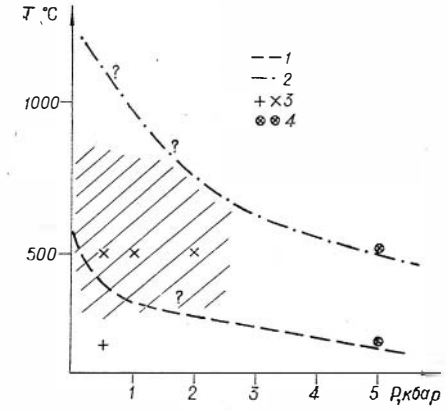


Рис. 4. Предварительная *PT*-схема взаимного расположения полей пластичности сульфидов (пирротин) и вмещающих их габбро-долеритов. Заштрихована наиболее вероятная область условий образования сульфидов для руд норильского типа (Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1966).

Ориентировочные границы начала пластических деформаций: *1* — в пирротиновых рудах; *2* — в габбро-долерите рудоносных интрузий; *3* — точки при всестороннем давлении; *4* — точки с учетом стрессовой нагрузки. Прочие пояснения в тексте.

(рис. 4). Область непластичного состояния сульфидов находится гораздо ниже *PT*-условий экспериментов, а область пластичного состояния пород — гораздо выше.

2. В системе из двух пород (пластичной и непластичной), находящихся в общих *PT*-условиях, имеет место «залечивание» в непластичной породе (долериты и габбро-долериты) пластичным материалом (сульфидами) некоторых механических нарушений, возникающих при минимальных стрессовых дополнительных нагрузках. Образование подобных прожилков и микропрожилков является вероятной моделью возникновения природных сульфидных жил «внедрения» норильского типа.

3. Источником сульфидного материала для «жил внедрения» может быть не только гипотетическая сульфидная магма (Годлевский, 1959), но и реальный твердый сульфидный материал метасоматических «жил замещения», механически активизированный стрессовыми тектоническими нагрузками в условиях достаточно высокой температуры и находящийся в пластичном состоянии. В результате различной пластичности вмещающих интрузивных пород и сульфидов возникают структуры будинажа (см. фото 4, 8) более жестких пород в среде более пластичных, а также остроугольные отторженцы — «ксенолиты», ориентированные вдоль контактов с жилами. Пластичное (жидкообразное) состояние сульфидов обусловливает возможность, как и для жидкости, расклинивать имеющиеся трещины, если стрессовое давление на участок со скоплением сульфидов несколько выше литостатического давления (либо всестороннего давления в условиях опытов), под которым находятся интрузивные породы. Отсюда возникает и двойственность признаков сульфидного материала, присущих как жидкости, так и твердым метасоматическим образованиям. Возможность проявления постмагматических локальных стрессовых нагрузок, особенно в приконтактовых частях интрузий, не вызывает сомнения.

4. Предложенный механизм образования норильских сульфидных «жил внедрения» возможен в основном для более высокотемпературных — пирротиновых жил (Золотухин и др., 1966) и не исключает наложения на них метасоматического воздействия более поздних относительно низкотемпературных меденосных растворов с возникновением соответствующей рудной зональности и характерной для этих руд «петельчатой» структуры (Тарасов, 1968). Последняя может проявляться с понижением температуры при переходе пирротина к хрупким деформациям в результате проникновения вдоль образовавшейся паутины трещин меденосных растворов, преобразующих здесь пирротин в халькопирит, а также способствующих сборной перекристаллизации сохранившегося пирротина с возможным исчезновением двойников более ранней деформации, которые в природных жилах обычно не фиксируются, хотя иногда и отмечаются (Тарасов, 1968). Специальные поиски двой-

ников в пирротине норильских жильных руд позволяют утверждать, что они присутствуют достаточно часто (см. фото 6). Этот факт, как нам представляется, объективно свидетельствует в пользу развиваемых в данной статье представлений об образовании сульфидных «жил внедрения» в норильских рудах.

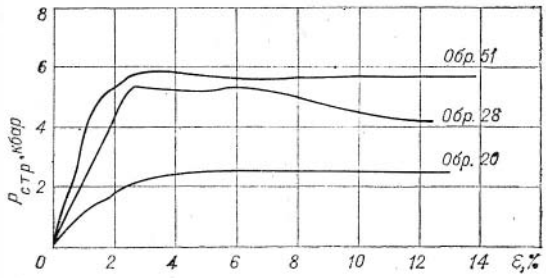


Рис. 5. Зависимость показателя деформации (ε) от стрессового (осевого) давления для хромита (обр. 51, при $T=500°$ С, $P_{бок}=2000$ бар) в сопоставлении с таковой для сульфидов (пирротин) пластичных (обр. 23, при $T=500°$ С и $P_{бок}=2000$ бар) и хрупких (обр. 28, при $T=200°$ С, $P_{бок}=500$ бар).

Изложенное представляет интерес не только в применении к медно-никелевым сульфидным месторождениям, но и к так называемым «первично-магматическим месторождениям» вообще. Так, наши первые эксперименты, проведенные с хромитом (обр. 51) и титаномагнетитом (обр. 56) совместно с вмещающим оливинитом, показали, что их состояние в условиях нагрева до 500°С и всестороннего давления 2000 бар при стрессовых нагрузках (см. табл.) близко к пластичному. Кривая для хромита (обр. 51) занимает промежуточное положение между пластичными (обр. 20) и еще хрупкими (обр. 28) деформациями сульфидов (пирротин) (рис. 5). Это позволяет считать перспективными дальнейшие эксперименты при более высоких температурах и надеяться на распространение выводов о вероятном механизме образования рудных «жил внедрения» на все месторождения «первично-магматического» генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

Генкин А. Д. О закономерных срастаниях магнетита и пирротина.— «Зап. Всесоюз. Минералог. об-ва», 1950, ч. 79, вып. 3, с. 229—230.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959. 66 с.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967. 257 с.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., «Наука», 1964, 176 с.

Золотухин В. В. О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 12—22.

Золотухин В. В. О реликтах метасоматической зональности в сплошных сульфидных рудах Норильска и Талнаха.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 3, с. 678—681.

Золотухин В. В. Типы околорудных изменений в сплошных рудах Норильска и Талнаха и их генезис.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 178—216.

Золотухин В. В., Зюзин Н. И., Серебрянников А. Н., Васильев Ю. Р. О температурах образования пирротинов и находка троилита в некоторых трапповых интрузиях.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 77—87.

Золотухин В. В., Шарапов В. Н. К оценке условий образования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской).— «Сов. геол.», 1968, № 8, с. 72—84.

Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975. 436 с.

Кавардин Г. И., Митенков Г. А. Медно-никелевые руды Талнахского месторождения.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 123—181. (Тр. НИИГА, т. 167).

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ., 1962. 1132 с.

Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969. 542 с.

Тарасов А. В. Реоморфические дайки и жилы в титанавгитовых долеритах и породах экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск-I.— «Уч. зап. НИИГА», 1966_1, вып. 9, с. 186—202.

Тарасов А. В. Сульфидные руды экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск-I.— «Уч. зап. НИИГА», 1966_2, вып. 9, с. 155—175.

Тарасов А. В. Роль тектоники в формировании руд норильского месторождения.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1968, вып. 12, с. 97—114.

Урванцев Н. Н. Геолого-тектонические особенности формирования медно-никелевых руд Норильского района.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1970, вып. 17, с. 39—55.

Шадлун Т. Н., Розанов Ю. А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 3, с. 45—49.

Юшко С. А. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах.— В кн.: Тр. ИГН АН СССР, вып. 19. М., Изд-во АН СССР. 1940.

Griggs D., Turner F., Heard H. Deformation of rocks at 500° to 800°.— "Geol. Soc. of Am. Memoir", 1960, vol. 79.

Pärnamaa E. On the Use of Vickers Microhardness (VH) in the Microscopical Identification.— "Publication from University of Lund, Swed.", 1963, N 121.

А. С. БОРИСЕНКО, А. А. ОБОЛЕНСКИЙ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЛИСТВЕНИТОВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И МОНГОЛИИ)

В последнее время большое внимание уделяется изучению кремнисто-карбонатных пород — лиственитов в связи с их широким распространением и локализацией в них месторождений золота, полиметаллов, никеля, ртути, мышьяка и др. Обширная литература по этому вопросу освещает геологические особенности и условия образования лиственитов, их минералогию и связь с оруденением (Бетехтин, 1937; Коржинский, 1955; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Кузнецов, 1974; Бок, 1956; Бородаевский, 1960; Bailey, Everhart, 1964; Кашкай, Аллахвердиев, 1965; Henderson, 1969; Щербань, 1971; Оболенский, Павлов, 1972).

Под термином «лиственит» Г. Розе (Pose, 1842), А. Г. Бетехтин (1937), Д. С. Коржинский (1955) понимали апосерпентинитовую кремнисто-карбонатную породу с фукситом, гематитом и пиритом. Однако впоследствии некоторые исследователи (Бородаевский, 1960; Кашкай, Аллахвердиев, 1965; и др.) к лиственитам стали относить обширную группу кремнисто-карбонатных образований, возникших за счет пород самого различного состава (габбро, диоритов, песчаников, известняков и др.). В результате термин «лиственит» утратил свою первоначальную строгость, так как лиственитами стали называть типично аргиллизированные породы, окремненные, доломитизированные известняки и т. д. В. А. Кузнецов, показав нецелесообразность расширения понятия «лиственит», предложил оставить это название за апогипербазитовыми кварцево-карбонатными породами, а другие аналогичные по составу образования называть лиственитоподобными. Породы иного минерального состава (тальково-карбонатные, тальковые и др.), слагающие совместно с апосерпентинитовыми лиственитами единую метасоматическую колонку и подвергшиеся лиственитизации, следует называть лиственитизированными (Кузнецов и др., 1962). Таким образом, листвениты всегда пространственно связаны с ультраосновными породами, конечными продуктами изменения которых они являются.

Вопросами систематики лиственитов занимались И. И. Бок (1956), Н. И. Бородаевский (1960), М. А. Кашкай, Ш. М. Аллахвердиев (1965) и многие другие. Заслуживает особого внимания классификация, предложенная М. А. Кашкаем и Ш. М. Аллахвердиевым; эти авторы сделали попытку систематизации лиственитов сразу по нескольким призна-

кам: генезису, исходным породам, минеральному составу, металлоносности. Они выделяют три главные генетические группы лиственитов: а) пневматогенно-метасоматические, б) гидротермальные жильные и гидротермальные метасоматические, в) биметасоматические. Выделение «биметасоматических» лиственитов наряду с гидротермальными и пневматолитовыми едва ли целесообразно, поскольку биметасоматоз в той или иной степени характерен для лиственитизации и зависит лишь от контрастности пород, по контакту которых развивается этот процесс. Выделение первых двух групп лиственитов основано на различии агрегатного состояния гидротерм, образующих листвениты. Однако, как показали исследования газово-жидких включений в минералах лиственитов, процесс лиственитизации протекал при воздействии на гипербазиты существенно жидких гидротермальных растворов, что подтверждает лишь гидротермально-метасоматическую природу этих апосерпентинитовых образований.

Не имеет смысла разделение лиственитов и по исходным породам, если единственными исходными для них породами являются ультраосновные. В классификации М. А. Кашкая и Ш. М. Аллахвердиева минеральные типы лиственитов различаются по количественному соотношению между кварцем и карбонатами на кварцевые, кварцево-карбонатные и карбонатные. Однако соотношение между кварцем и карбонатами не является для них определяющим признаком, так как даже самые разные по условиям образования листвениты, например, Березовского золоторудного месторождения и Чаганузунского ртутного имеют равное соотношение этих минералов. И вообще, соотношение между кремнекислотой и углекислотой, как видно из многочисленных анализов лиственитов (Кашкай, 1964), за небольшим исключением, изменяется в незначительных пределах, а содержание кремнекислоты в лиственитах не превышает ее содержания в серпентините. По-видимому, листвениты наиболее целесообразно классифицировать по минеральному составу, который функционально зависит как от состава исходных пород, так и от физико-химических условий минералообразования.

Листвениты пользуются широким распространением в различных районах Алтае-Саянской складчатой области и на продолжении ее геологических структур в Монголии. Поскольку листвениты и лиственитизированные породы пространственно тесно ассоциируют с ультраосновными породами, размещение их строго подчинено положению гипербазитовых поясов в тектонических структурах этого региона. На территории Алтае-Саянской складчатой области и в прилегающих к ней районах Монголии листвениты известны в ряде гипербазитовых поясов: Северо-Алтайско-Салаирском, Кузнецком Алатау, Западо- и Восточно-Тувинском, Западно-Саянском, Курайско-Кобдинском, Теректинско-Толбонурском, Цаган-Шибетинском, Манлайском и др. В отдельных районах листвениты сопровождаются рудной минерализацией. Так, золоторудная минерализация известна в лиственитах Кузнецкого Алатау и Южного Алтая, а ртутная — в лиственитах Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Монголии и Тувы.

Особенности строения зон лиственитов, их морфология и зональность зависят в основном от характера трещинной тектоники, предопределяющей пути движения растворов, производящих лиственитизацию. Листвениты располагаются обычно в зонах разрывных нарушений, секущих гипербазиты или проходящих вдоль их контактов с вмещающими породами. В соответствии с этим различают листвениты, приуроченные к разрывным нарушениям среди гипербазитов, и в приконтактовых зонах гипербазитовых массивов. Выделяемые некоторыми исследователями в самостоятельный структурный тип, изолированные линзы

лиственитов среди вмещающих пород, как оказалось, представляют собой полностью замещенные мелкие линзы серпентинитов.

В зонах лиственитов обычно устанавливается несколько разновидностей, отвечающих последовательным ступеням изменения исходной породы. Описанная в классическом варианте А. Г. Бетехтиным (1937), М. Б. и Н. И. Бородаевскими (1947), Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым и И. М. Волоховым (1958) и др.. метасоматическая зональность имеет следующий вид: серпентинит ⟶ отальковaнный карбонатизированный серпентинит ⟶ тальково-карбонатная порода ⟶ кварцево-карбонатная порода (лиственит). Однако этим типом зональности не ограничивается все многообразие метасоматических колонок, возникающих при лиственитизации. Изучение зон лиственитов в различных районах Алтае-Саянской складчатой области и Монголии позволило выделить две группы метасоматических колонок: синхронные (одностадийные) и многостадийные, возникающие при полиасцендентном развитии гидротермального процесса.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЛИСТВЕНИТОВ

Детальное изучение лиственитов Алтае-Саянской складчатой области обнаружило в них довольно разнообразный состав минеральных парагенезисов. Установлено свыше 70 минералов, в том числе ранее неизвестные в этих породах (табл. 1). Минеральный состав лиственитов отличается постоянством главных породообразующих минералов и большим разнообразием второстепенных, встречающихся в гораздо меньших количествах.

Главные минералы лиственитов — минералы кремнезема и карбонаты — составляют 85—90% всего объема породы. На долю редких и второстепенных минералов, в основном силикатов, приходится от 1 до 10%. Рудные минералы устанавливаются обычно в количествах от 1 до 10—15%. Минералы кремнезема представлены кварцем, реже халцедоном, опалом и их разновидностями: хризопразом, кварцином, лютецитом. Они слагают как основную массу породы, так и секущие ее прожилки. Содержание их может сильно варьировать, от 20 до 50%, но обычно составляет 25—30% объема породы.

Среди карбонатов в лиственитах преобладает магнезит или его железистая разновидность — брейнерит. В меньших количествах, чаще в виде жильного выполнения, присутствует доломит или более редкие анкерит и кальцит. Магнезит и брейнерит выделяются преимущественно в основной массе породы, вместе с кварцем. Зерна карбонатов идиоморфны по отношению к кварцу и большинству силикатных минералов этих пород. Доломит, анкерит и кальцит в лиственитах образуют мономинеральные прожилки либо ассоциируют с кварцем. Они особенно характерны для лиственитов, развивающихся вдоль тектонических контактов серпентинитов с известняками или другими Са-содержащими породами. Устанавливается, как правило, несколько генераций карбонатов: раннюю генерацию образуют магнетит и брейнерит, за ними следует отложение Са-магнезита, доломита или анкерита, процесс минералообразования обычно завершается кальцитом. Содержание карбонатов в лиственитах колеблется в пределах 60—75 об. %. Соотношение их с кварцем практически постоянно и близко к 2:1.

Второстепенными, в основном силикатными, минералами являются слюды, хлориты, глинистые минералы, альбит, турмалин, тальк и др. Слюды представлены обычно хромсодержащими разностями муско-

Таблица 1

Минеральный состав лиственитов и лиственитизированных пород Алтае-Саянской складчатой области

Реликтовые минералы серпентинитов	Минералы основных парагенезисов лиственитов			Гипергенные минералы
Гематит Рутил Магнетит Титаномагнетит Хромшпинелиды Кочубеит * Серпентин	*Минералы кремнезема* Кварц Халцедон Опал *Карбонаты* Магнезит Брейнерит Доломит Анкерит Кальцит *Алюмосиликатные минералы* Турмалин (Шерлит) * (Дравит) * (Хромтурмалин) * Тальк (Fe-тальк) * Мусковит	Фуксит Фенгит * Марипозит * Флогопит * Авалит (Cr-гидрослюда) * Смешанослоистые минералы слюдисто-монтмориллонитового и слюдисто-каолинитового состава * Клинохлор * (Ni-клинохлор) * (Cr-клинохлор) * Диабантит * Смешанослоистый минерал хлорит-монтмориллонитового состава * Диккит Каолинит * Галлуазит * (Ni-галлуазит) * Монтмориллонит * Аллофан *	Альбит Непуит Актинолит (Тремолит) *Рудные минералы* Халькозин Сфалерит Пирротин Киноварь Миллерит Реальгар Полидимит Аурипигмент Пирит Бравоит Марказит Герсдорфит Теннантит-Н Халькопирит Флюорит Гематит	Сера самородная * Гематит Киноварь Гидроокислы Fe Гидроокислы Ni * Гидроокислы Mn Кальцит Артинит * Малахит Азурит Мореиозит

* Минералы, впервые установленные в лиственитах Алтае-Саянской складчатой области.

вита — фукситом (Cr_2O_3 до 4,5%), фенгита — марипозитом (Cr_2O_3 до 1,5%), гидрослюды — авалитом (Cr_2O_3 до 5,8%), и реже бесхромовыми разностями этих минералов. Они окрашены в ярко-зеленый, изумрудно-зеленый цвет, что придает соответствующую окраску и самим лиственитам, и выделяются преимущественно в основной массе породы, образуя гнездообразные скопления, мелкозернистые агрегаты или отдельные чешуйки и реже прожилки. Они иногда в значительных количествах концентрируются около кварцевых прожилков или в участках, обогащенных хромитом, раздробленные зерна которого обволакиваются и цементируются мелкозернистым агрегатом слюд или гидрослюд. Последние часто образуют псевдоморфозы по крупночешуйчатому кочубеиту (хромовому клинохлору), внешне напоминающие крупночешуйчатый фуксит. Слюды в лиственитах образуются, как правило, после карбонатов (магнезита, брейнерита), но близкоодновременно с кварцем и доломитом.

Не менее распространены в лиственитах и хлориты, представленные хром- или никельсодержащими разностями клинохлора или диабантита, а хромсодержащий клинохлор — кочубеит — является реликтовым минералом серпентинитов. Хлориты окрашены в светло-зеленый, грязно-зеленый и реже изумрудно-зеленый (никелевый хлорит) цвет, кочубеит — серебристо-белого цвета со слабым фиолетовым оттенком. Обособляются хлориты преимущественно в основной массе породы в виде гнездообразных скоплений и прожилков из мелкочешуйчатых агрегатов. Иногда в зальбандах кварцево-карбонатных прожилков хлорит образует вместе с кварцем друзы хорошо ограненных бочонковидных или гексагонально-таблитчатых кристаллов. В основной массе породы хлорит выделяется после карбонатов, выполняя промежутки между их зернами. Часто хлорит замещается фукситом, гидрослюдами или глинистыми минералами.

Для некоторых разновидностей лиственитов характерно присутствие глинистых минералов — гидрослюды, авалита, диккита, каолинита, галлуазита, монтмориллонита, смешанослоистых минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового, гидрослюдисто-каолинитового и хлорит-монтмориллонитового состава. Большинство их содержит повышенные количества хрома или никеля. Повышенные содержания хрома установлены в авалите (от 0,5 до 5,8%), дикните (от 0,05 до 0,36%), в смешанослоистых минералах (до 1,25%) и др. Повышенные содержания никеля характерны для галлуазита, монтмориллонита и смешанослоистых минералов. Гидрослюды из лиственитов принадлежат к существенно калиевым разностям — иллитам, но отмечаются и калиево-натриевые гидрослюды смешанного состава (ряда иллит — браммалит). Большинство глинистых минералов обособляется в основной массе породы в виде мелко- или тонкозернистых агрегатов. В противоположность им галлуазит и особенно диккит отлагаются в составе жильного выполнения совместно с кварцем и карбонатами. Последние иногда образуют тесные срастания с глинистыми минералами, в результате чего агрегаты доломита или кварца, насыщенные включениями авалита или смешанослоистых минералов, приобретают изумрудно-зеленую окраску. Глинистые минералы часто образуют псевдоморфозы по реликтовому кочубеиту, причем устанавливается последовательный ряд продуктов постепенного преобразования хромового хлорита в каолинит или гидрослюду (от тальково-карбонатных пород к лиственитам): кочубеит ⟶ смешанослоистый хлорит-монтмориллонит ⟶ смешанослоистый гидрослюда-монтмориллонит ⟶ гидрослюда (каолинит).

Довольно часто в лиственитах отмечается турмалин, хотя в значительных количествах (5—10 об. %) он установлен лишь в кварцево-карбонатных породах Эдыгейского гипербазитового массива в Туве и

зонах лиственитов по р. Гурбан-Улясиин-Гол в Монгольском Алтае. В этих породах три разновидности турмалина: черный, смоляно-черный шерлит, зеленовато-бурый дравит и синевато-зеленый, темно-зеленый хромтурмалин. По составу они принадлежат к магнезиальным (дравит), железисто-магнезиальным (шерлит) и щелочно-магнезиальным (хромтурмалин) разностям этого минерала. В хромтурмалине Эдыгейского массива установлено до 10,03% трехокиси хрома. В основной массе породы турмалин выделяется в виде отдельных обособленных зерен, удлиненно-призматических или игольчатых кристалликов. Для шерлита характерны удлиненно-призматические или игольчатые кристаллики и радиально-лучистые агрегаты, для дравита и хромтурмалина — коротко-призматические кристаллы с продольной штриховкой и поперечным сечением в виде сферического треугольника.

В некоторых разновидностях лиственитов в заметных количествах устанавливается альбит. Выделяется он преимущественно в составе жильного выполнения и реже в основной массе породы. Довольно часто в лиственитах отмечается тальк, являющийся главным минералом тальково-карбонатных пород. В лиственитах он фиксируется обычно в виде реликтовых чешуек, интенсивно замещаемых агрегатом кварца и карбонатов. Иногда встречаются новообразования талька, выделяющегося в виде мелкозернистого агрегата и находящегося в тесном срастании с кварцем и доломитом. В тальково-карбонатных породах тальк крупночешуйчатый, прозрачный или полупрозрачный, часто окрашен в зеленоватые тона за счет присутствия повышенных количеств никеля. Кроме описанных минералов, листвениты нередко содержат незначительные количества серпентина, непуита, актинолита, флогопита, барита, флюорита и других.

Таким образом, изученные листвениты Алтае-Саянской складчатой области и Монголии не обнаружили существенного различия в главных породообразующих минералах и их количественных соотношениях, и группировка (классификация) лиственитов может быть осуществлена лишь по второстепенным, в основном силикатным, минералам, к которым относятся слюды, хлорит, турмалин, тальк, гидрослюды, каолинит, диккит, монтмориллонит и др. Причем выделяются определенные, часто встречающиеся разновидности лиственитов, характеризующиеся устойчивым парагенезисом кварц+карбонат (магнезит, брейнерит, доломит)+один из перечисленных второстепенных минералов. Группируя листвениты по этому признаку можно выделить следующие их разновидности:

1) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+слюда (мусковит, фуксит);
2) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+турмалин;
3) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+хлорит;
4) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+гидрослюда (иллит, авалит, смешанослоистые минералы слюдисто-монтмориллонитового, слюдисто-каолинитового составов);
5) кварц+доломит (брейнерит)+тальк;
6) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+каолинит, диккит;
7) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+монтмориллонит;

Кроме того, по литературным данным (Пинус и др., 1958; Bailey, Everhart, 1964), можно выделить еще две минеральные разновидности апосерпентинитовых лиственитов:

8) кварц+магнезит (доломит, брейнерит)+альбит;
9) кварц+магнезит (брейнерит, доломит)+апофиллит.

Каждая из выделенных разновидностей представляет собой минеральный тип лиственитов. Минеральным типом лиственитов авторы называют апосерпентинитовые (апогипербазитовые) кремнисто-

карбонатные породы с одинаковым минеральным составом, образовавшиеся в сходной геологической обстановке и близких физико-химических условиях. В основу выделения минерального типа положен парагенезис трех минералов: минерал кремнезема, карбонат и один из преобладающих силикатных минералов (слюда, альбит, турмалин, хлорит и т. д.). Первые два минерала определяют лиственит как таковой, последний определяет его принадлежность к тому или иному минеральному типу. Каждый из этих минеральных типов лиственитов характеризуется определенным набором устойчивых признаков, к числу которых относятся постоянство минерального состава, текстурно-структурные особенности, рудоносность и т. д., отражающие конкретные генетические и фациальные особенности образования этих пород. Каждый минеральный тип приобретает наименование по определяющему его второстепенному минералу: слюдистые листвениты, турмалиновые, хлоритовые, гидрослюдистые, каолинитовые и т. д. В природе известны разновидности лиственитов, отличающиеся более сложным составом второстепенных минералов: гидрослюда+диккит+монтмориллонит; слюда+хлорит; турмалин+хлорит+альбит и т. д., но они зачастую являются промежуточными продуктами преобразования одной минеральной разновидности в другую и отражают стадийность и зональность в развитии процесса лиственитизации. В Алтае-Саянской складчатой области наиболее распространены слюдистые, гидрослюдистые, хлоритовые и каолинитовые минеральные типы лиственитов, остальные разновидности этих пород встречаются значительно реже.

Кроме главного минерального парагенезиса, в лиственитах обычно устанавливается незначительное количество других минералов — силикатов, барита, флюорита, сульфидов, окислов и гидроокислов. По соотношению сульфидов и окислов железа и никеля листвениты можно подразделить на три группы: с высоким содержанием сульфидов (сульфидов≫окислов), с низким содержанием сульфидов (сульфидов≈окислов), бессульфидные. В слюдистых, турмалиновых, гидрослюдистых и каолинитовых лиственитах содержание сульфидов может быть различным; хлоритовые, тальковые и монтмориллонитовые листвениты, как правило, не содержат сульфидов. В высокосульфидных разностях лиственитов известна золоторудная минерализация (Урал, Кузнецкий Алатау), в высокосульфидных разностях гидрослюдистых, каолинитовых и апофиллитовых лиственитов — ртутная минерализация (Горный Алтай, Средняя Азия, Тува, МНР, Калифорния и др.)

Среди лиственитизированных пород, как и среди лиственитов, устанавливается ряд разновидностей, отличающихся минеральным составом. Среди метасоматитов, отвечающих начальным стадиям изменения серпентинитов, выделяется две разновидности: отальковaнный карбонатизированный серпентинит и опализированный серпентинит. Более глубоким стадиям изменения исходной породы отвечают тальково-карбонатные породы (тальково-магнезитовые, тальково-брейнеритовые, тальково-доломитовые, хлорит-тальково-карбонатные, кварцево-тальково-карбонатные).

Анализ парагенезисов минералов лиственитов и построение соответствующих многопучковых диаграмм по общеизвестным методикам позволяет рассмотреть соотношение выделенных минеральных разновидностей лиственитов в зависимости от активности некоторых компонентов в лиственитизирующем растворе. При соответствующих значениях μCO_2, μH_2O, $\mu(K, Na)_2O$ могут возникать те или иные равновесные ассоциации кварца, карбонатов и одного из силикатных минералов (слюды, диккита, хлорита и т. д.), отражающие в конечном итоге физико-химические условия образования конкретной минеральной разновидности лиственитов (минерального типа).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИСТВЕНИТОВ И ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Влияние физико-химических параметров на устойчивость кварцево-магнезитовой ассоциации (т. е. лиственитов) рассматривается в работах многих исследователей (Д. С. Коржинский, А. Г. Бетехтин, С. А. Коренбаум, С. Н. Гаврикова, А. М. Ларионов, И. П. Щербань, Johannes и многие другие), достаточно полно описавших процесс карбонатизации серпентинита. Устойчивость этой ассоциации в широком диапазоне температур (0—350°С) и pH (4—10) характеризует экстремальные условия существования лиственитов вообще, но не отражает физико-химических условий образования каждой конкретной минеральной разновидности этих пород. Для их изучения были проведены детальные исследования газово-жидких включений в минералах различных минеральных типов лиственитов и лиственитизированных пород из районов Горного Алтая, Тувы, Монголии.

PT-условия формирования лиственитов. Определение температур образования лиственитов и лиственитизированных пород проводилось методом гомогенизации газово-жидких включений в минералах. Минералотермометрически были изучены листвениты большинства выделенных минеральных типов и некоторые разности лиственитизированных пород. Изучались первичные включения в кварце, доломите, магнезите, брейнерите, кальците, барите и киновари, причем исследовались не только минералы жильного выполнения, но и основной массы породы (кварц, магнезит, брейнерит, доломит).

Общий температурный интервал образования лиственитов, установленный при их минералотермометрическом изучении, равен 325—75°С. Наиболее высокотемпературными разностями лиственитов являются слюдистые и турмалиновые листвениты, образование которых происходило в интервале 325—150°С. При более низких температурах (220—100°С) формировались гидрослюдистые и каолинитовые листвениты, еще ниже температура образования монтмориллонитовых лиственитов (120—75°С). Хлоритовые и тальковые кварцево-карбонатные породы образуются, вероятно, в более широком диапазоне температур (300—100°С). При изучении температур образования отдельных зон лиственитизированных пород метасоматических колонок с синхронной зональностью установлено, что наиболее высокие температуры в каждом конкретном случае имеют листвениты (кремнисто-карбонатные породы), при несколько более низких температурах образуются тальково-карбонатные породы и отальковaнные карбонатизированные серпентиниты. Особенно четко это установлено на примере Цагангольской зоны лиственитов в Монгольском Алтае, где кварцево-карбонатные породы центральной зоны образовались в интервале температур 325—150°С, тальково-карбонатные — в интервале 230—160°С, а наиболее удаленные от подводящего канала отальковaнные карбонатизированные серпентиниты — в интервале 160—115°С.

Изучение газово-жидких включений дает возможность определить давление, существовавшее в момент их образования. Оно определено двумя способами: а) по включениям, содержащим углекислоту, и б) по включениям, содержащим минералы-узники, растворяющиеся после гомогенизации газово-жидкой составляющей включений. Включения с углекислотой встречаются в минералах практически всех минеральных типов лиственитов. В тех случаях, когда в плоских и трубчатых включениях удается определить содержание углекислоты, можно рассчитать давление, существовавшее в момент их захвата, используя экпериментальные данные по растворимости CO_2 в воде и растворе NaCl (Такеноучи, Кеннеди, 1968). Давление, существовавшее при образовании

лиственитов Цагангольской зоны, по этой методике оценивается величиной 400—950 бар, лиственитов по р. Курумду-Айры в Горном Алтае — 900 бар, а лиственитов рудной зоны Чаганузунского ртутного месторождения — 1050 бар. В кварце из лиственитов ртутного месторождения Чазадыр в Туве отмечаются трехфазовые включения, в которых кристаллик галита растворялся при 180°С, что на 30—50° превышает температуру гомогенизации газово-жидкой составляющей. Это дает возможность определить давление из диаграммы поправок на давление для 30%-ного раствора NaCl (Леммлейн, Клевцов, 1955), равное 250—550 атм. Однако существуют листвениты, которые образуются и при гораздо более низких температурах и давлениях, как, например листвениты Манлайской зоны (МНР), характеризующиеся температурой минералообразования 110—75°С.

Исследование состава лиственитизирующих растворов. Состав и концентрация гидротермальных растворов, воздействие которых на ультраосновные породы привело к образованию лиственитов, изучались по их консерватам в минералах. Методом водных вытяжек исследовался валовой состав газово-жидких включений в минералах, методом индивидуального газового анализа (аналитик Н. А. Шугурова) — состав газовой составляющей включений, методом криометрии — состав и концентрация преобладающих солей в растворе включений. Кроме того, для изучения состава газово-жидких включений в минералах применялась специальная методика определения карбонатов и бикарбонатов натрия (метод криометрии) (Борисенко, 1974).

Во включениях в минералах лиственитов законсервированы различные по составу (углекислые щелочно-хлоридно-карбонатные, щелочно-хлоридно-бикарбонатные и др.) растворы, концентрация которых колеблется в значительных пределах — от 0,5 до 37 вес. %. Преобладающими компонентами растворов включений являются CO_2, NaCl, KCl, $NaHCO_3$, Na_2CO_3, H_2S, реже хлориды и карбонаты кальция и магния. Наиболее часто во включениях устанавливаются щелочно-хлоридно-карбонатные (бикарбонатные или углекислые) растворы: $NaCl+KCl+Na_2CO_3$; $NaCl+KCl+NaHCO_3$; $NaCl+KCl+CO_2$. Соотношение хлоридов и карбонатов в растворе включений может сильно варьировать. К примеру, гидрослюдистые листвениты ртутного месторождения Чазадыр образовались при воздействии на серпентиниты щелочно-бикарбонатно-хлоридных (NaCl — 24,2%, KCl — 12,7%) растворов, содержащих до 3 вес. % CO_2. Гидрослюдистые листвениты ртутного месторождения Чаган-Узун сформировались при участии щелочно-хлоридно-бикарбонатных растворов, содержащих 3—5 вес.% NaCl, до 6,8 вес.% $NaHCO_3$ и от 1—2 до 10 вес. % CO_2.

В минералах лиственитов и лиственитизированных пород Цагангольской зоны (Монгольский Алтай) установлены существенно карбонатные растворы, концентрация которых колеблется от 11,3 до 30 вес. %. Причем выявляется определенная закономерность в изменении состава этих растворов в минералах различных зон лиственитизированных пород метасоматических колонок синхронной зональности. В минералах слюдистых лиственитов (центральная часть колонки) законсервированы существенно углекислые растворы (CO_2 от 5 до 30 вес. %), хлоритовых лиственитов — углекисло-бикарбонатно-натриевые ($CO_2+NaHCO_3$), тальково-карбонатных пород — бикарбонатно-карбонатно-натриевые ($Na_2CO_3+NaHCO_3$), отальковавных карбонатизированных серпентинитов — существенно карбонатно-натриевые (Na_2CO_3). Это свидетельствует о смене форм существования углекислоты в фильтрующихся сквозь серпентинит гидротермальных растворах, образующих различные метасоматические зоны лиственитизированных пород. Преобладающим компонентом газовой составляющей включений в минералах лиственитов

является углекислота (52,5—95,0%), в меньших количествах присутствуют азот, кислород и кислые газы (HCl, HF, H_2S, SO_2, NH_3).

Качество и концентрация растворенных компонентов дают возможность оценить pH растворов. Особенно благоприятны для этой цели растворы включений, содержащих углекислоту, карбонаты и бикарбонаты. Общий интервал изменения pH лиственитизирующих растворов, установленный расчетным путем, охватывает область значений от 4 до 10,5. В некоторых случаях четко определяется направленная эволюция этого параметра гидротермальных растворов как в пространстве, так и во времени. Изменение pH лиственитизирующего раствора при его фильтрации в стороны от подводящего канала (от зоны разлома) устанавливается по включениям в минералах различных метасоматических зон лиственитизированных пород Цагангольской зоны. Смена форм существования углекислоты в лиственитизирующем растворе ($CO_2 \rightarrow CO_2 + HCO_3^- \rightarrow HCO_3^- + CO_3^{2-} \rightarrow CO_3^{2-}$) показывает, что pH при этом менялся от 4—6,5 (зона разломов) до 10,5 (зоны начального изменения серпентинитов).

Изменение кислотности-щелочности лиственитизирующих растворов во времени установлено при изучении включений в минералах зоны лиственитов р. Курумду-Айры, где в ранних генерациях кварца содержатся включения существенно кислых углекислых растворов (CO_2 — 10—15%), а в более поздних — слабощелочных углекисло-хлоридно-бикарбонатно-натриевых ($CO_2+NaCl+NaHCO_3$) и щелочных хлоридно-карбонатно-натриевых ($NaCl+Na_2CO_3$). Направленное изменение кислотности-щелочности гидротермального раствора выявлено при изучении включений в минералах лиственитов и руд Чаганузунского ртутного месторождения, где выделяются три стадии минерализации. Для ранней стадии характерны кислые растворы (CO_2+NaCl), которые в начале второй стадии сменились щелочными ($NaHCO_3+NaCl$) с последующим возрастанием кислотности к третьей стадии. Такая направленность изменения кислотности-щелочности гидротермального раствора согласуется с последовательностью отложения в лиственитах силикатных минералов: Na-гидрослюда — смешанослойный слюдистый монтмориллонитовый минерал — альбит — диккит-I — диккит-II. Наиболее низкими значениями pH характеризуются растворы, принимавшие участие в образовании слюдистых, турмалиновых и каолинитовых лиственитов. При несколько более высоких значениях pH образуются хлоритовые и тальковые листвениты. Формирование тальково-карбонатных пород и зон начального изменения серпентинита происходило при участии щелочных растворов, содержащих зачастую Na_2CO_3 и $NaHCO_3$.

Таким образом, лиственитизирующие растворы представляют собой углекислые, различные по составу, pH и температуре гидротермы. По всей вероятности, лиственитизирующие растворы могут быть различными по генезису — ювенильными, метаморфогенными или нагретыми минерализованными вадозовыми водами глубинной циркуляции. Именно этим, по-видимому, прежде всего обусловливаются особенности минерального состава той или иной зоны лиственитов и ее рудоносность.

СООТНОШЕНИЕ ЛИСТВЕНИТОВ С ДРУГИМИ ТИПАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Как отмечалось выше, лиственитами авторы называют апосерпентинитовые кремнисто-карбонатные породы — продукты углекислого гидротермального метасоматоза (лиственитизации). Такое определение понятия «лиственит» и «лиственитизация» разделяет большинство гео-

логов, выделяя эти породы на основании прежде всего их апогипербазитового происхождения и кремнисто-карбонатного состава. Такие минералы, как фуксит, серицит, пирит и др., являются типоморфными минералами лиственитов, но не определяющими. Многочисленные зоны апогипербазитовых лиственитов имеются в Горном Алтае, Туве, на Кавказе и в Закавказье, в Средней Азии, на Корякском нагорье, Чукотке и в других районах СССР. Естественно, не все они являются полными аналогами уральских лиственитов и определенным образом отличаются от них минеральным составом и условиями образования.

Поскольку классические листвениты, впервые выделенные на Урале, соответствовали по физико-химическим условиям образования березитам, все вновь выделяемые апогипербазитовые листвениты считались их аналогами. Однако углекислые или хлоридно-углекислые растворы при соответствующих физико-химических условиях (T, P, pH и т. д.) могут производить не только лиственитизацию и березитизацию, но и аргиллизацию пород алюмосиликатного состава (Казицын и др., 1968). Это подтверждается исследованиями газово-жидких включений в минералах ртутных месторождений (Борисенко и др., 1974), где углекислые или хлоридно-углекислые растворы в зоне рудоотложения производили аргиллизацию песчаников (месторождения Курай, Чаган-Узун, Красная Горка и др.), хлорит-серицитовых сланцев (Чазадыр), кварцевых порфиров (Сараса) и т. д. При изучении лиственитов Алтае-Саянской складчатой области установлено, что апосерпентинитовые листвениты Чаган-узунского месторождения ассоциируют с аргиллизированными песчаниками, причем и те и другие образуются при воздействии на исходные породы (песчаник, серпентинит) одних и тех же по составу и концентрации растворов в интервале температур 200—100°С. Еще более четко сингенетичность образования лиственитов и аргиллизированных пород выражена в зоне Манлайского разлома (МНР). Аналогичные соотношения отмечались Г. А. Саркисян (1969) на золоторудных месторождениях Закавказья, В. И. Бергером (1966) на ртутных месторождениях Дальнего Востока, а также Ф. Хендерсоном (Henderson, 1969) и Дж. Барнсом (1971) на ртутных месторождениях США.

Таким образом, существует целый ряд свидетельств возможности одновременного образования лиственитов и аргиллизированных пород при воздействии на серпентинит и породы алюмосиликатного состава одних и тех же гидротермальных растворов. Однако в существующих классификациях гидротермально измененных пород листвениты относят обычно к формации лиственитов-березитов. В результате этого в аналоги к березитам попали не только листвениты со слюдой, но и содержащие глинистые минералы (диккит, каолинит, монтмориллонит и др.), т. е. кварцево-карбонатные породы, соответствующие по физико-химическим условиям образования аргиллизированным породам. Некоторые исследователи предлагают именовать листвениты, ассоциирующие с аргиллизированными породами, аргиллизированными серпентинитами. Однако, на наш взгляд, этот термин далеко не соответствует породе, состоящей на 90—95% из кварца и карбонатов. К тому же процесс ее образования представляет собой не аргиллизацию (глинистое изменение) серпентинита, а его карбонатизацию — замещение кварцем и карбонатом.

Особенностью предлагаемой классификации лиственитов является то, что она учитывает соотношение отдельных групп лиственитов с другими типами гидротермально измененных пород (табл. 2).

Среди изученных минеральных типов лиственитов отчетливо выделяются две группы, отличающиеся минеральным составом и температурой образования. К первой, наиболее высокотемпературной группе относятся слюдистые и турмалиновые листвениты, образующиеся в интер-

Таблица 2

Минеральные типы лиственитов

Минеральный тип лиственитов	Главные породообразующие минералы	Температура образования, °С	Давление, бар	Соотношение сульфидов и окислов Fe, Ni, Cu и др. металлов: сульфидов ≫ окислов	сульфидов ≃ окислов	сульфидов ≪ окислов	Примеры	Соотношение с другими гидротермально измененными породами
Турмалиновый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, турмалин	300—400	1000—400	?			?	По физико-химическим условиям образования эквивалентны березитам
					Пирит, миллерит, гематит, магнетит		Эдыгейский гипербазитовый массив (Тува)	
Слюдистый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, фуксит, мусковит, маринозит	350—450	1000—400	Пирит, миллерит, сульфиды Fe, Ni, Cu, золото			Березовское (Урал), Семеновское (Кузнецкий Алатау)	
					Пирит, миллерит, гематит, магнетит		р. Курумду-Айры (Горный Алтай)	
						Гематит, магнетит	р. Цаган-Гол (МНР), г. Баянулагей (МНР)	
Альбитовый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, альбит	350—400	?		Пирит, гематит, магнетит		Ойский гиперб. массив (Зап. Саян)	?
						?	?	
Тальковый	Доломит, мезизит, кварц, тальк	350—400	?		?		?	?
						Гематит, магнетит	Чаганузунский гиперб. массив (Горн. Алтай), р. Гурбан-Улясин-Гол (МНР)	

Хлоритовый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, хлорит	300—100	От 1000 бар до самых низких (приповерхностные условия)	Пирит, миллерит, гематит, магнетит Гематит, магнетит	Кавказ Манлайская зона в МНР, Чаганузунский гиперб. массив	?
Гидрослюдистый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, халцедон гидрослюда, смешаннослоистый минерал иллит-монтмориллонитового состава	250—100	1000—250	Пирит, миллерит, сульфиды Fe, Ni, Cu, Zn, киноварь Пирит, миллерит, гематит, магнетит Гематит, магнетит	М-ния Чаган-Узун, Красная, Горка, Кыз-Хыш-Тубек (Горн. Алт.), Чазадыр (Тува), Ханги-Обо (МНР) Чаганузунский гиперб. массив (Горн. Алт.)	По физико-химическим условиям образования эквивалентны аргиллизированным породам
Каолинитовый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, халцедон, опал, каолинит, диккит, галлуазит	250—100	От 1000 бар до самых низких (приповерхностные условия)	Пирит, миллерит, сульфиды Cu, Pb, Zn, киноварь Пирит, миллерит, гематит, магнетит	Маунт-Джексон (США), Чонкой (Средн. Азия) Манлайская зона (МНР)	
Апофиллитовый	Магнезит, брейнарит, доломит, кварц, халцедон, опал, апофиллит	150—100	Приповерхностные условия	Пирит, миллерит, сульфиды Cu, Pl, Zn, киноварь	Нью-Альмаден (США)	
Монтмориллонитовый	Магнезит, брейнерит, доломит, кварц, халцедон, опал, монтмориллонит, галлуазит	Низкие		? ? Гематит-магнетит	? ? Манлайская зона (МНР)	

вале 325—150°С при воздействии на серпентиниты углекислых растворов и соответствующие по физико-химическим условиям образования березитам. По степени насыщенности сульфидами выделяются три разновидности лиственитов этой группы: а) бессульфидные, б) с низким содержанием (сульфидов≈окислов), в) с высоким содержанием сульфидов (сульфидов≫окислов). Последние иногда золотоносны. Ко второй группе относятся гидрослюдистые, каолинитовые, апофиллитовые и монтмориллонитовые разности лиственитов. Образуются они в интервале температур 250—100°С при воздействии на гипербазит углекислых растворов и параллелизуются по физико-химическим условиям образования с аргиллизированными породами. Степень насыщенности сульфидами лиственитов этой группы также может быть различной. С высокосульфидными разностями гидрослюдистых, каолинитовых и апофиллитовых лиственитов в ряде случаев ассоциирует ртутное оруденение.

Тальковые хлоритовые и альбитовые листвениты образуются, очевидно, в более широком диапазоне температур (300—100°С), они содержат, как правило, незначительные количества сульфидов или не содержат их совсем. Соотношение этих лиственитов с другими гидротермально измененными породами неясно, известно лишь, что хлоритовые листвениты Манлайской зоны (МНР) пространственно тесно ассоциируют с хлорит-карбонатными метасоматитами, развивающимися по эффузивам основного состава.

ЛИТЕРАТУРА

Барнс Дж. Образование кремнисто-карбонатных пород в Калифорнии.— В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докл. Т. I. М., 1971. 152 с.

Бергер В. И. Основные типы гидротермальных изменений на сурьмяно-ртутных месторождениях Дальнего Востока.— В кн.: Матер. ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 326—328.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР. Т. I. М., изд. Ломоносовского ин-та АН СССР, 1937, с. 127—155.

Бок И. И. Листвениты, их особенности, разновидности и условия образования.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1956, вып. 22, с. 32—58.

Борисенко А. С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газово-жидких включений в минералах.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 4, с. 917—920.

Борисенко А. С., Васильев В. И., Оболенский А. А., Шугурова Н. А. Состав газово-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.— «Докл. АН СССР», 1974, т 214, № 3, с. 673—676.

Бородаевский Н. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений.— В кн.: Труды Междунар. геол. конгресса. Генетические проблемы руд. XXI сессия. М., Госгеолиздат, 1960, с. 118—127.

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947.

Казицын Ю. В., Чернорук С. В., Нечипоренко Г. О. О химизме аргиллизирующих растворов по геологическим и экспериментальным данным.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., 1968, с. 166—176.

Кашкай М. А. Лиственитизация базитов и гипербазитов и их классификация.— В кн.: Труды Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол., XXII сессия, «Петрографические формации и проблемы петрогенеза». М., «Наука», 1964, с. 100—118.

Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. М. Листвениты, их генезис и классификация. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965.

Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—453.

Кузнецов В. А., Тычинский А. А., Щербань И. П. Гетерогенность кварцево-карбонатных пород лиственитового облика и связь с ними ртутного оруденения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10, с. 132—146.

Кузнецов В. А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974, с. 274—318.

Леммлейн Г. Ш., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений, содержащих кристаллики галита и сильвина.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1955, т. 84, № 1.

Оболенский А. А., Павлов А. Л. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород в образовании ртутных месторождений.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука», 1972, с. 158—197.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Бинарная система H_2O — CO_2 при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968, с. 42—65.

Саркисян Г. А. Об околожильной лиственитизации на Зодском золоторудном месторождении (Армения).— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов (Материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969, с. 264—265.

Щербань И. П. Некоторые черты минералогии и генезиса лиственитов и лиственитизированных пород.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 8. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 142—175.

Bailey E., Everhart D. Geology and Quecksilver Deposits of the New Almaden District Santa Clara Counti California. G. S. Prof., 1964, p. 96—110.

Henderson F. Hydrothermal Alteration and Ore in Serpentinite tipe Mercury Deposits.— "Econ. Geol.", 1969, N 5, 64, p. 489—499.

Johannes W. Bildung von talk aus Quarz und Magnesit.— "Neues Jarb. Mineral. Monatsh.", 1965, N 10, S. 321—354.

Rose G. Mineralogische-geognostische Reise nach dem URALS. 11, 1842.

В. В. РЯБОВ, Т. А. КОРНЕВА

О ЦЕОЛИТАХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Траппы Сибирской платформы представляют собой благоприятный объект для изучения цеолитовой минерализации. К сожалению, для этого огромного региона еще нет специальной сводной работы по цеолитам, как это сделано, например, Г. Уокером для Северной Ирландии. В геологической литературе лишь изредка появляются небольшие сообщения о минерале по какому-либо району. В периодической печати нам встретилось только три статьи по цеолитам северо-запада Сибирской платформы (Мирончук, Кавич, 1964; Анастасенко, 1965; Андрусенко, 1971). Занимаясь изучением петрологии траппов Норильского района с 1963 г., мы собрали коллекцию цеолитов, результатам минералогического исследования которых посвящается эта статья.

В Норильском районе цеолиты довольно часто встречаются в базальтах туфо-лавовой толщи пермо-триаса, габбро-долеритах интрузий и измененных породах из метаморфических ореолов, связанных с последними. В большинстве случаев цеолиты заполняют крупные полости и мелкие пустотки и развиваются вдоль трещинных зон, нередко создавая брекчиевидную текстуру породы в сильно подробленных ее участках. Цеолиты обычно встречаются в виде мономинеральных скоплений, имеющих резкие границы с вмещающей породой. Иногда интенсивно цеолитизированы алюмосиликатные породы (магматические и метасоматические). По ряду шлифов можно последовательно проследить, как вдоль ослабленных зон образуется сеть цеолитовых прожилков, переходящая в брекчию и далее в целые поля цеолитов. В последних иногда сохраняются структуры просвечивания исходных пород, футляры, зерна и скопления реликтовых минералов. Обычно цеолиты молочно-белые или водяно-прозрачные, но на границе с вмещающими породами нередко приобретают розово-красный или грязно-зеленый цвет.

В Норильском районе установлены следующие цеолиты (в порядке распространенности): ломонтит (α-леонгардит), стильбит, сколецит, мезолит, томсонит, натролит, гейландит, морденит, шабазит. Наиболее часто встречаются ломонтит и стильбит. С цеолитами, как правило, ассоциирует вполне определенный и устойчивый комплекс минералов: кальцит (+исландский шпат), ангидрит, гипс, кварц (+горный хрусталь, аметист); халцедон, опал, апофиллит, пренит, пектолит, хлорит, пирит, реже пумпеллиит, эпидот, биотит, тальк, самородная медь, сфалерит, халькопирит.

КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕОЛИТОВ

Ломонтит (леонгардит) * встречается в базальтах, долеритах, безоливиновых габбро-долеритах и щелочных кремнекислых метасоматитах. Он приурочен к зонам трещиноватости, где образует прожилки и цемент брекчий. Мощность таких цеолитизированных зон достигает 15 см, а отдельные прожилки имеют мощность от 1,5—2,0 см до нитевидных. В цеолитизированных зонах кристаллы ломонтита имеют произвольную ориентировку, а в прожилках — перпендикулярную к стенкам. В брекчиевидных участках обломки вмещающей породы обрастают пластинчатыми кристаллами ломонтита, радиально расходящимися вокруг обломков и образующими рисунок типа кокардовой структуры (см. фото **, *а*). В полостях цеолит имеет вид щеток кристаллов с клиновидными головками, в миндалинах базальтов — зернистых масс или конкреций, выполняющих пустоты. Встречен интересный случай единой ориентировки радиально-лучистых агрегатов цеолита из различных миндалин в обнажении потока базальтов (см. фото, *б*). Размер таких миндалин достигает 3,0 см по удлинению.

Цвет кристаллов ломонтита молочно-белый, розовый, реже водянопрозрачный. В метасоматитах Талнаха встречены две генерации ломонтита: грязно-зеленая и нарастающая на нее молочно-белая. Форма кристаллов призматическая, на гранях бывает штриховка, окончания кристаллов клиновидные, обусловленные гранями (101) и (203). Размер кристаллов 0,1—0,4 см по удлинению. Сферолиты сложены радиально расходящимися «волокнистыми» кристаллами ломонтита, размер «волокон» достигает 1,5 см. Минерал очень хрупкий, зернистые его агрегаты обычно плохо спаяны и легко рассыпаются, что, по-видимому, обусловлено частичной дегидратацией ломонтита.

Под микроскопом ломонтит оптически отрицательный, угол $2V = 22—36$ и $52—57°$, удлинение положительное, спайность в двух направлениях хорошая, угасание косое, иногда волнистое, $cNg \sim 20—30°$. Показатели преломления ($\pm 0{,}002$) : $Ng = 1{,}513—1{,}525$, $Np = 1{,}502—1{,}513$, $Ng—Np = 0{,}007—0{,}012$.

Вмещающие породы обычно интенсивно изменены низкотемпературными процессами, хлоритизированы, кальцитизированы, цеолитизированы и пелитизированы. При цеолитизации базальтов и габбро-долеритов в первую очередь происходит замещение плагиоклазов, а клинопироксен нередко сохраняется как реликт даже в сплошных полях цеолитов. Инородные включения в скоплениях ломонтита (реликтовые минералы и обломки вмещающих пород) обрастают радиально расходящимся от ксенолитов агрегатом вытянутых кристаллов цеолита, размер которых достигает 0,4—0,6 см. Крупные поля цеолита имеют гранобластовую структуру. Под микроскопом иногда видно, как гранобластовый агрегат ломонтита расчленяется сетью перекристаллизованных мелкозернистых его же прожилков. В шлифах можно проследить сборную перекристаллизацию цеолитов: мелкозернистый агрегат зерен цеолита с корродированными реликтами пород и минералов постепенно очищается от ксенолитов, что сопровождается увеличением размера зерен. В базальтах и шаровых лавах ломонтит встречается в виде наростов

---

* Ломонтиты Норильского раойна, как будет показано ниже, представляют собой частично гидратированную его разновидность — леонгардит, как и было предложено Н. И. Сургуновым (1914 г.). Вслед за большинством исследователей и как предлагают Е. К. Лазаренко и др. (1963), мы сохраняем за минералом название ломонтит с добавлением — леонгардит, где это представляется необходимым.

** Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

на хлорит, пренит, кварц, гидролит и ранний анальцим (Анастасенко, 1965). Позже ломонтита здесь кристаллизуются шабазит и кальцит. В габбро-долеритах и метасоматитах по ним наблюдается тот же комплекс минералов и наряду с этим отмечается корродирование пумпеллиита цеолитом. С кальцитом и ангидритом ломонтит кристаллизуется с переменным идиоморфизмом, можно встретить включения цеолита в карбонате и сульфате и наросты последних на первом. Апофиллит, как правило, нарастает на цеолит. Из рудных минералов в ассоциации с ломонтитом встречаются пирит и изредка, среди метасоматитов Талнаха, сфалерит. В цеолит-кальцитовых жилах, секущих апоинтрузивные хлорититы на Талнахе, ломонтит образует наросты на обломках силикатной породы и прожилки в кальците. Здесь же наблюдаются прожилки позднего кальцита, секущие цеолит. В интрузии Норильск-II, по данным Ю. Р. Васильева (1968 г.), ломонтит в ассоциации с кальцитом и маложелезистым пренитом выполняет полости, а на перечисленные минералы нарастают идиоморфные кристаллы апофиллита.

Стильбит встречается в миндалинах, пустотах и прожилках, секущих базальты, долериты и габбро-долериты (см. фото, *в*). В отдельных случаях отмечаются брекчии, где обломки вмещающих траппов цементируются стильбитом. Цеолит образует пластинчатые, таблитчатые, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты белого, кремового и розового цвета с характерным перламутровым блеском на плоскостях спайности. Кристаллооптические свойства стильбитов следующие ($\pm 0{,}002$) : $Ng = 1{,}495—1{,}505$, $Np = 1{,}487—1{,}494$, $(-)2V \sim 30—40°$, слабая дисперсия оптических осей ($r < v$), удлинение отрицательное, cNg — небольшой (3—7°). Со стильбитом ассоциируют кальцит, реже апофиллит, ангидрит и пирит. Этот комплекс минералов встречается также в жилах, секущих метасоматические сульфидные руды на Талнахе.

Натролит образует довольно крупные скопления в полостях и миндалинах базальтов и секущих их прожилках. Он встречается в виде параллельно- и радиально-лучистых волосяных и толстоигольчатых агрегатов розового и белого с коричневато-кремовым оттенком цвета. В срастании с натролитом иногда проявляется белый или розовый сахаровидный стильбит. Под микроскопом наблюдаются призматические и квадратные срезы натролита. В поперечных срезах кристаллические агрегаты минерала имеют характерное звездчатое строение и угасание (см. фото, *г*). С натролитом часто тесно ассоциируют сколецит и мезолит. В пределах одного шлифа по удлинению волокон цеолита иногда можно проследить нарастания одного на продолжении другого. Это отчетливо видно по изменению двупреломления кристаллических индивидов по их простиранию. Кристаллооптические свойства натролита следующие ($\pm 0{,}002$) : $Ng = 1{,}480—1{,}490$, $Np = 1{,}475—1{,}479$, $(+)2V \sim 60°$.

Мезолит образует в крупных полостях среди базальтов сферолиты и «волокнистые» корки на стенках породы. В миндалинах в шаровых лавах наблюдаются белые фарфоровидные тонкоигольчатые радиально-лучистые его агрегаты. Он обычно находится в срастании с натролитом, реже со сколецитом, как было сказано выше. Наряду с этим мезолит иногда прорастает параллельно-волокнистые кристаллы натролита, образуя в срезах характерные квадратные сечения с двойниковой структурой (см. фото, *д*). Показатели преломления мезолита очень близки и соответствуют $Nm \sim 1{,}503—1{,}507$, $2V = (+)76—80°$.

Сколецит был встречен в миндалинах в базальтах. Цеолит проявляется в виде радиально-лучистых сноповидных образований, нарастающих на почковидные, также радиально-лучистые агрегаты светло-зеленого пренита, либо как цемент обломков базальтов (см. фото, *е* и *ж*). Здесь параллельные срастания пренита с цеолитом аналогичны

встреченным нами в волокнистых цеолитах и описанным в литературе (Костов, 1971). Пренит, ассоциирующий со сколецитом, содержит округлые включения пирита, самородной меди, хлорита и малахита. В районе Талнаха в миндалине из базальтов в ассоциации со сколецитом также были встречены кварц, исландский шпат и самородная медь. Сколецит имеет молочно-белый цвет, хорошую спайность. Под микроскопом устанавливается сильная дисперсия оптических осей ($r \ll v$), показатели преломления ($\pm 0{,}002$) : $Ng = 1{,}518—1{,}519$, $Np = 1{,}510—1{,}512$, $2V = (-)36—43°$, $cNg = 16—18°$, удлинение отрицательное.

Томсонит в виде радиально-лучистых агрегатов отмечается в прожилках, секущих известковые скарноиды в ореоле Талнахской интрузии, а также в шаровых лавах и миндалинах базальтов. Минерал имеет белый цвет. С томсонитом ассоциируют анальцим и пренит, первый заключен в массе цеолита, а второй нарастает на томсонит (Анастасенко, 1965). Показатели преломления: $Ng = 1{,}527—1{,}532$, $Np = 1{,}520—1{,}525$, $2V = 50—80°$.

Гейландит установлен в прожилках, секущих измененные габбро-долериты Талнахской интрузии, и в шаровых лавах (Анастасенко, 1965). Минерал образует радиально-лучистые агрегаты и скопления таблитчатых кристаллов. Цвет гейландита белый, светло-розовый, блеск сильный, стеклянный на гранях и перламутровый на плоскостях спайности. Показатели преломления ($\pm 0{,}002$) : $Ng = 1{,}502—1{,}506$, $Np = 1{,}496—1{,}500$. Кристаллы гейландита в шаровых лавах заключены среди апофиллита и нарастают на кварц, кальцит, гиролит и датолит.

Морденит встречен только в шаровых лавах (Анастасенко, 1965). Это снежно-белые радиально-лучистые и спутанно-волокнистые агрегаты тонкоигольчатых кристаллов. Показатели преломления: $Ng = 1{,}478$, $Np = 1{,}473$. Установлено более позднее образование морденита по отношению к датолиту и нарастание цеолита на кварц, кальцит, барит, исландский шпат и апофиллит.

Шабазит в шаровых лавах образует довольно крупные бесцветные прозрачные кристаллы с характерными двойниками. Кристаллооптические свойства минерала: $Ng = 1{,}483$, $Np = 1{,}480$, $2V \sim 15°$. Шабазит обычно нарастает на кристаллы кварца, кальцита и ломонтита (Анастасенко, 1965).

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ЦЕОЛИТОВ

В табл. 1 наряду с нашими данными о химическом составе цеолитов помещены некоторые анализы по этому же району, заимствованные из литературы. Пересчеты на формульные количества (табл. 2) производились кислородным методом с учетом примесей карбоната и сульфатов в некоторых пробах. Вычисленные коэффициенты в формулах ломонтитов приближаются к их стехиометрическому виду, идеальный состав которого отвечает $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$. Закономерным отклонением от последней в изучаемых цеолитах является частичная их обезвоженность, количество воды составляет 3,13—3,60 молекулы вместо 4. Этот факт позволяет предполагать, что мы имеем дело с дегидратированным ломонтитом — леонгардитом, содержание воды в котором составляет 3,5 форм. ед. (Дир и др., 1966). Колебания количества воды, по-видимому, объясняются неравномерной выветрелостью образцов, что отчасти подтверждается слабой спаянностью и рыхлостью кристаллических агрегатов минерала. С другой стороны, изменения содержания воды, по-видимому, могут быть вызваны колебаниями влажности воздуха в помещении, где хранились пробы и производился их анализ. Результаты определения воды в ломонтитах (как, впрочем, и в других цеоли-

Окисел	213М	220М	223М	224М	225М	226М	232М	240М-1	241М
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	51,27	52,12	51,08	51,40	53,04	42,76	51,92	51,48	50,00
Al_2O_3	21,93	21,78	21,15	20,83	19,03	18,19	21,46	22,22	22,52
Fe_2O_3	сл.	0,23	0,53	0,16	0,13	0,21	0,17	0,12	0,14
FeO	сл.	0,09	0,73	0,15	0,18	0,18	0,30	—	—
MnO	—	0,03	0,03	—	—	0,03	—	0,13	0,04
MgO	0,64	—	0,17	0,17	—	0,42	—	0,09	—
CaO	11,26	10,86	10,97	11,86	13,04	18,17	12,10	11,61	14,80
Na_2O	0,24	0,70	0,77	0,33	0,05	0,87	0,20	0,45	0,20
K_2O	—	0,17	0,20	0,20	0,30	0,20	0,30	0,19	0,29
P_2O_5	0,055	0,06	0,22	0,18	0,09	0,07	0,03	0,09	—
H_2O+	—	10,96	(11,24)	11,79	9,75	9,92	10,57	(12,26)	(10,77)
H_2O-	1,44	2,24	2,20	2,16	2,12	1,64	2,04	1,10	0,80
П. п. п.	12,47	—	11,96	—	—	—	—	12,64	11,55
SO_3	0,09	0,24	—	0,15	0,15	0,19	0,22	—	0,02
CO_2	0,13	0,36	—	0,25	1,70	6,84	0,47	(0,13)	—
Сумма	99,57	99,84	100,01	99,63	99,58	99,69	99,78	100,12	100,35
Потеря веса (по терм. анализу)	14,0	13,2	—	13,4	13,6	19,6	13,4	13,3	12,4

Окисел	246М	248М	249М	250М	402М	408М	405М	231М	230М
	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2	55,56	54,56	55,40	57,62	57,08	55,84	55,34	47,16	45,72
Al_2O_3	15,56	18,06	16,84	15,33	16,24	14,93	16,64	25,59	25,06
Fe_2O_3	0,08	0,08	0,05	—	0,11	0,32	0,20	0,04	—
FeO	—	0,03	0,03	—	—	0,28	—	0,08	0,78
MnO	0,06	0,06	0,06	0,04	—	—	0,06	—	—
MgO	0,09	0,09	—	0,26	0,17	0,32	0,09	—	0,25
CaO	8,13	9,83	8,42	8,13	7,88	8,64	8,34	2,74	10,15
Na_2O	0,75	0,56	0,85	0,45	0.55	0,52	0,85	13,20	3,90
K_2O	0,13	0,13	0,17	0,02	0,04	0,30	0,05	0,28	0,10
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03
H_2O+	(10,74)	(11,80)	(11,49)	(10,78)	(11,52)	} 18,93	(11,27)	9,75	13,05
H_2O-	4,64	3,24	4,72	4,32	5,80		4,92	0,40	0,44
П. п. п.	3,60	13,76	13,72	13,88	11,85	—	13,28	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,16
CO_2	(0,39)	(0,95)	—	—	—	—	—	0,58	0,36
Сумма	99,60	100,40	100,26	100,06	99,73	100,08	99,80	99,90	100,0
Потеря веса (по терм. анализу)	18,2	17,4	18,0	17,7	17,8	—	—	10,65	12,9

Примечание. В скобках указаны дополнительные определения H_2O^+, вошедшие в П.п.п. Талнахской интрузии, в ассоциации пирит, кальцит, хлорит, обр. 608/421, дополнительно определено леной разновидности (223М) из прожилка в измененном габбро-долерите Талнахской интрузии, обр. Е. Н. Жукова. 224М — розовый из псевдобрекчии в базальтах среднего течения р. Курейки, в ассоци белый из миндалины в базальтах среднего течения р. Курейки, обр. 201, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жу пумпеллиит, обр. 06, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова. 232М — белый до светло-розового из прожилка 240М-1 — белый, щетки плоскопризматических кристаллов на обломках хлоритизированных габбро- Л. А. Непеина. 241М — белый сахаровидный из прожилков в безоливиновом габбро-долерите руч. сноповидные и радиально-лучистые агрегаты из прожилка в долерите, руч. Озерный, левый приток рильск-1 (Мирончук, Кавич, 1964), обр. 4. 407М — из габбро-долерита интрузии Норильск-1 (Мирон анальцим, гиролит, шабазит (Анастасенко, 1965). Стильбиты: 212М — светло-розовый из прожилка 0,01 вес. % Cr_2O_3, ИГиФМ АН УССР, аналитик Г. А. Скринник. 222М — белый, цемент псевдобрекчии прожилка в оруденелом габбро-долерите Талнахской интрузии, обр. 239М, ИГиГ, аналитик Л. А. Не аналитик Л. А. Непеина. 245М — белый сноповидный из наростов на призматических кристаллах чете, обр. Д-104А, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 246М — оранжево-розовый из прожилка в базальте, базальте, Большой порог р. Дудинки, обр. Д-106, ИГиГ аналитик Л. А. Непеина. 249М — белый из

Таблица 1

анализов цеолитов, вес. %

242М	406М	407М	409М	212М	222М	239М	244М-2	245М
11	12	13	14	15	16	17	18	19
50,56	51,04	48,73	51,82	56,80	53,64	56,08	55,96	54,68
22,78	19,65	21,20	21,58	15,66	16,71	16,11	16,94	16,78
0,05	0,56	0,15	0,05	сл.	0,23	—	—	0,08
—	0,45	0,37	—	0,28	0,09	—	—	—
0,05	—	—	—	сл.	0,03	0,06	0,06	0,04
—	0,13	0,18	0,07	»	0,17	—	—	—
12,13	13,08	13,82	12,01	8,32	8,08	8,49	8,35	8,49
0,45	1,09	1,30	0,20	0,54	0,87	0,70	0,75	0,85
0,60	0,38	0,34	0,25	0,11	0,50	0,03	0,13	0,19
—	—	—	—	0,02	0,16	0,05	—	—
(11,84)	13.72	13,62	13,46	—	10,47	(10,95)	(10,95)	(10,74)
0,96			0,16	2,00	8,24	5,32	5,00	4,96
12,92	—	—	—	16,14	—	13,28	13,16	13,56
0,03	—	—	—	0,02	0,12	—	0,09	—
—	—	—	—	—	0,25	(0,19)	—	—
100,53	100,10	99,71	99,44	99,99	99,56	100,12	100,35	99,63
13,3	—	—	—	18,7	19,0	18,3	18,0	18,2

213М	244М-1	228М	237М	401М	238М	413М	410М	411М	412М
29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
45,68	45,32	45,61	45,64	44,88	37,08	37,96	58,71	64,06	50,37
27,22	26,67	26,61	26,67	27,22	31,91	31,73	16,61	11,69	17,80
—	0,21	сл.	—	0,04	—	сл.	0,04	0,92	0,07
—	0,03	0,26	—	—	—	—	—	—	—
0,06	0,06	сл.	0,06	0,07	0,06	—	—	0,03	—
—	—	0,44	0,14	—	—	0,15	0,23	0,45	сл.
9,95	11,40	12,6	12,60	13,12	12,02	13,20	8,53	4,84	8,72
4,80	4,00	1,69	1,20	1,25	4,60	3,75	0,83	2,02	0,16
0,02	0,10	—	0,35	0,04	0,50	0,13	0,13	0,54	1,13
—	—	сл.	0,05	—	—	—	—	—	0,01
(12,41)	(11,24)	—	(13,09)	(12,20)	(12,31)	13,20	—	14,85	—
0,15	0,36	—	0,12	0,12	0,60	0,16	4,20	—	—
12,55	12,32	12,70	13,44	13,32	13,20	—	15,02	—	21,75
—	—	сл.	0,08	0,05	—	—	—	—	—
—	0,29	—	—	—	—	—	—	—	—
100,43	100,47	99,94	100,38	100,11	100,02	100,30	100,10	100,01	100,01
12,6	12,6	14,3	12,8	13,5	12,98	—	—	—	—

Ломонтиты: 213М — бело-розовый из псевдобрекчии гибридно-метасоматических пород в кровле 0,02 вес. % Cr_2O_3 ИГиГ.М АН УССР, аналитик Г. А. Скрипник. 220М — белый, наросты на грязно-зе- К-18, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова. 223М — грязно-зеленый, см. ан. 220М, ИГиГ, аналитик ации клинопироксен, пренит, кальцит, хлорит, обр. 206, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова. 225М — кова. 226М — белый из миндалины в базальте среднего течения р. Чибичете, в ассоциации кальцит, в безоливиновом габбро-долерите Черногорской интрузии, обр. 478, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова, долеритов в кальцитовом цементе, рудник Комсомольский, Талнах, обр. К-54, ИГиГ, аналитик Рудный, левый приток р. Дудинки, обр. Д-46, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 242М — молочно-белый, р. Дудинки, обр. Д-67, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 406М — из габбро-долерита интрузии Но- чук, Кавич, 1964), обр. 10. 409М — из шаровых лав притока р. Ерачимо, в ассоциации кварц, в безоливиновом габбро-долерите Талнахской интрузии, обр. Ю-21, дополнительно определено в базальтах г. Моронго, обр. М-56, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова. 239М — оранжево-красный из пеина. 244М-2 — белый из миндалины в базальте р. Дудинка, Елисеевская база, обр. Д-90-2, ИГиГ, оранжево-розового цвета (246М) с четкой границей раздела между разновидностями, устье р. Чиби- устье р. Чибичете, обр. Д-104Б, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 248М — белый из прожилков в миндалины в гломеропорфировом базальте, в ассоциации с пирротином и образующий петли-про-

жилки в кальците. Большой порог р. Дудинки, обр. Д-107, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 250М — бледно-розовый до бесцветного, крупные таблитчатые кристаллы из полостей выщелачивания в метасоматитах Талнаха, обр. 250М, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 402М — белый из прожилка в габбро-долерите, Большой порог р. Дудинки, обр. Д-107А, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 408М — из габбро-долерита интрузии Норильск-1 (Мирончук, Кавич, 1964). 405М — белый из цеолит-кальцит-апофиллитовой полости в измененном габбро-долерите интрузии Норильск-1, обр. 405М. ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 231М — натролит светлый буровато-желтый из шаровых лав среднего течения р. Курейки, обр. ЦК-2, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова. 230М — мезолит белый до розового из полости в миндалекаменных базальтах нижнего течения р. Курейки, обр. ЦК-1, ИГиГ, аналитик Е. Н. Жукова. 243М — мезолит молочно-белый, образующий игольчатые агрегаты, перпендикулярные стенкам прожилка, секущего долерит, среднее течение р. Дудинки, обр. Д-86, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 244М-1 — мезолит светло-розовый, образующий кокардовые наросты вокруг зерен кальцита в крупной миндалине из базальтов, обр. Д-90-1, среднее течение р. Дудинки, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 228М — сколецит белый, наросты на светло-зеленом пренте из миндалины в базальте горы Путанной, в ассоциации пирит, малахит, самородная медь, хлорит, обр. 72П, дополнительно определено 0,01 вес. % Cr_2O_3, ИГиФМ АН УССР, аналитик Г. А. Скринник. 237М — сколецит водяно-прозрачный, радиально-лучистые наросты на горном хрустале из миндалины в порфировом базальте, в ассоциации халькопирит, пирит, малахит, обр. ПК-1, юго-восточный склон горы Пикритовой, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 401М — сколецит белый, радиально-лучистый из миндалины в базальте, обр. 401М, р. Курейка, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 238М — томсонит водяно-прозрачный, радиально-лучистый из миндалины в базальте горы Пикритовой, ассоциирует с зеленой роговой обманкой, обр. ПК-6А, ИГиГ, аналитик Л. А. Непеина. 413М — томсонит из шаровых лав р. Лабаз-Юктэ, в ассоциации анальцим, пренит (Анастасенко, 1965). 410М — гейландит из шаровых лав р. Сектакон, в ассоциации кварц, кальцит, гиролит, датолит, апофиллит (Анастасенко, 1965). 411М — морденит из шаровых лав притока р. Ерачимо, в ассоциации кварц, кальцит, барит, датолит (Анастасенко, 1965). 412М — шабазит из шаровых лав притока р. Ерачимо, в ассоциации ломонтит, кальцит, кварц (Анастасенко, 1965).

тах) путем химического и термического анализа хорошо сходятся (см. табл. 1).

В отличие от стехиометрической формулы стильбита $Ca[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$ в цеолитах из Норильского района понижено содержание Si за счет изоморфизма Si⟶Al. Повышенные количества воды в большинстве проб (7,17—7,65 мол.) свидетельствуют о гидратированности стильбита. Щелочных металлов в стильбитах не более 1,5 вес. %, и среди них преобладает натрий.

В изученном нами натролите присутствует Ca (0,14 форм. ед.) и несколько повышено количество воды против его обычного состава. Мезолит также отличается от своего идеального состава: понижено количество Na (1,51—1,79 мол. вместо 2) и повышено воды (8,20—8,90 мол. вместо 8). Для сколецита и томсонита имеет место изоморфизм Ca⇄2Na, небольшой дефицит воды для первого и значительный избыток ее — для второго (5,95—6,21 мол. против 5). Характерными особенностями гейландита (ан. 410М) являются изоморфное замещение Si⟶Al, преобладание Na над K и повышенное против стехиометрического содержания воды. В мордените (ан. 411М) Ca преобладает над суммой щелочей, минерал частично обводнен. Для шабазита (ан. 412М) устанавливается изоморфное замещение Al⟶Si и преобладание K над Na.

Спектральный анализ цеолитов показал, что в целом они имеют определенный комплекс элементов-примесей (табл. 3). Цеолиты из метасоматитов, связанных с дифференцированными интрузиями, заражены рудными металлами, среди которых чаще всего встречаются Ti, Cu, Ag, Mn и реже Pb. Одним из наиболее устойчивых элементов-примесей в цеолитах является медь, содержание ее широко варьирует, а повышенные концентрации приурочены к гидротермальным жилам, секущим оруденелые породы норильских месторождений. В то же время медь содержат и цеолиты из миндалин в эффузивных траппах, что, по-видимому, вполне согласуется с находками самородной меди в подобной ситуации. Другая постоянная микропримесь цеолитов — титан, источником которого следует считать траппы, вмещающие цеолитовую минерализацию. Другие микроэлементы в цеолитах проявляются спорадически и в переменных количествах. Представляют интерес повышенные содержания Sr в томсоните (1—3%), Zr в шабазите (0,4%) и La и Ce (0,5 и 0,3% соответственно) в ломонтите из шаровых лав (Анастасенко, 1965).

РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИК-СПЕКТРЫ ЦЕОЛИТОВ

Ренгенометрические исследования цеолитов (табл. 4) показали сходство изученных нами образцов со стандартами, имеющимися в литературе (Лазаренко и др., 1963; Дир и др., 1966 и др.). В то же время эти рентгенограммы даже по главным линиям несколько отличаются от приводимых в ряде работ по цеолитам (Мирончук, Кавич, 1964; Анастасенко, 1965 и др.).

Как известно, ИК-спектры поглощения для цеолитов являются надежным диагностическим признаком. Сравнение изученных нами цеолитов с типичными представителями, описанными в литературе (Белицкий, Голубова, 1972), позволяет подтвердить установленные минеральные виды. На рис. 1 помещены ИК-спектры некоторых цеолитов, снятых в области поглощения 400—3800 см$^{-1}$.

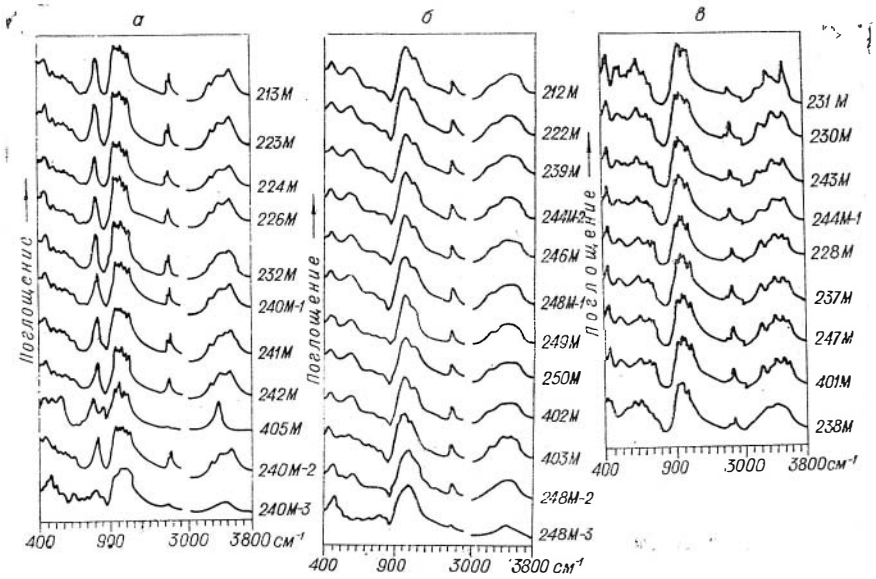


Рис. 1. ИК-спектры поглощения цеолитов Норильского района.

а — ломонтиты, *б* — стильбиты, *в* — натролит, мезолит, сколецит и томсонит (номера проб соответствуют анализам таблицы 1). Проба ломонтита 240М-1 была прокалена при 360°, что соответствует пробе 240М-2, и при 580° (соответствует пробе 240М-3). Проба стильбита 248М-1 была прокалена при 425° (248М-2) и при 620° (248М-3).

В области спектра 400—800 см$^{-1}$, где проявляются деформационные и смешанные колебания (Белицкий, Голубова, 1972), у всех цеолитов наблюдается ряд полос, которые тем не менее различаются по форме и положению и характерны для вполне определенных разновидностей минерала (рис. 1). В области 800—1400 см$^{-1}$ отмечается интенсивная полоса, обусловленная валентными колебаниями. Эта полоса у ломонтита широкая и с четким расщеплением, у натролита расщепление выражается слабее, а у стильбита проявляется одна полоса, осложненная дополнительным максимумом. В интервале спектра 1400—1800 см$^{-1}$ у цеолитов устанавливается полоса поглощения, которая относится к деформационному колебанию молекул H_2O. В различных цеолитах интенсивность полосы колеблется, а в ломонтитах она, кроме того, осложняется расщеплением. В этой же области поглощения в цеолитах спорадически отмечается переменной интенсивности полоса 1430—1460 см$^{-1}$, вызванная колебаниями связей С—О и обусловленная при-

Формульные количества в

Элемент	12 (O)							
	213М	220М	223М	224М	225М	226М	232М	240М-1
Si	3,98	4,04	3,98	3,88	4,20	3,96	4,01	3,97
Al	2,01	1,98	1,95	1,85	1,77	1,98	1,96	2,02
Fe^{3+}	—	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe^{2+}	—	—	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	—
Mg	0,07	—	0,02	0,02	—	0,06	—	0,01
Ca	0,94	0,86	0,91	0,92	0,92	0,93	0,95	0,96
Na	0,04	0,10	0,11	0,05	0,01	0,16	0,03	0,06
K	—	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
H_2O (по хим. анализу)	3,60	3,39	3,50	3,51	3,13	3,57	3,23	3,53
H_2O (по терм. анализу)	3,62	3,41	—	3,38	3,59	3,64	3,46	3,42
	Кристаллооптические							
Ng (±0,002)	1,523	1,522	1,525	1,524	1,514	1,515	1,518	1,514
Np (±0,002)	1,511	1,510	1,513	1,512	1,502	1,504	1,507	1,507
Ng—Np	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,011	0,011	0,07
2*V*, град.	28	30	24	22	34	36	26	52
cNg, град	23	20	36	30	22	30	32	23

Элемент	18 (O)							10 (O)	30 (O)	
	246М	248М	249М	250М	402М	408М	405М	231М	230М	243М
Si	6,76	6,45	6,62	6,84	6,75	6,75	6,62	3,04	9,09	8,86
Al	2,20	2,52	2,37	2,14	2,26	2,12	2,36	1,95	5,89	6,22
Fe^{3+}	0,01	0,01	—	—	0,01	0,03	0,01	—	—	—
Fe^{2+}	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,13	—
Mg	0,02	0,02	—	0,04	0,03	0,05	0,02	—	0,07	—
Ca	1,04	1,04	1,08	1,03	1,00	1,12	1,07	0,14	2,04	2,06
Na	0,17	0,13	0,20	0,10	0,13	0,12	0,20	1,65	1,51	1,79
K	0,01	0,01	0,03	—	—	0,04	—	0,02	0,02	—
H_2O (по хим. анализу)	7,27	6,90	7,35	7,21	6,95	7,65	7,25	2,18	8,90	8,20
H_2O (по терм. анализу)	7,25	6,84	7,15	7,00	7,02	—	—	2,30	8,55	8,13
	Кристаллооптические									
Ng (±0,002)	1,502	1,503	1,500	1,498	1,495	1,502	1,498	1,480	—	1,505
Np (±0,002)	1,493	1,493	1,489	1,489	1,487	1,492	1,489	1,475	—	1,504
Ng—Np	0,009	0,010	0,011	0,009	0,008	0,010	0,009	0,005	—	0,001
2*V*, град.	31	30	32	30	30	40	33	58	—	78
cNg, град.	—	5	4	8	4	6	6	*c*//*Ng*	—	*c*//*Ng*

Таблица 2

пересчете на n (O)

					18(O)				
241М	242М	406М	407М	409М	212М	222М	239М	244М-2	245М
3,84	3,92	4,00	3,84	4,00	6,75	6,56	6,70	6,65	6,43
2,04	2,08	1,81	1,98	1,97	2,20	2,40	2,27	2,36	2,52
0,01	—	0,04	0,01	—	—	0,01	—	—	0,01
—	—	0,03	0,02	—	0,03	—	—	—	—
—	—	0,01	0,02	0,01	—	0,03	—	—	0,02
1,22	1,00	1,10	1,17	1,00	1,06	1,00	1,09	1,06	1,04
0,03	0,06	0,17	0,20	0,03	0,13	0,21	0,16	0,17	0,13
0,03	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01	0,07	—	0,01	0,01
3,16	3,58	3,58	3,59	3,52	7,17	7,61	7,42	7,20	7,12
3,18	3,43	—	—	—	7,40	7,75	7,30	7,11	7,15
свойства									
1,513	1,513	1,516	1,518	1,516	1,500	1,505	1,503	1,501	1,502
1,505	1,505	1,506	1,506	1,504	1,489	1,494	1,493	1,492	1,493
0,08	0,08	0,010	0,012	0,012	0,011	0,011	0,010	0,009	0,009
54	57	—	26	32	38	35	35	32	36
20	28	—	33	35—40	7	6	5	3	5

Окончание табл 2

	10 (O)			20 (O)		18 (O)	24 (O)	12(O)
244М-1	228М	237М	401М	238М	413М	410М	411М	412М
8,80	2,95	2,98	2,93	5,00	5,06	6,75	9,75	4,23
6,12	2,03	2,05	2,09	5,08	4,97	2,25	2,10	1,77
0,02	—	—	—	—	—	—	0,11	0,01
—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
0,01	0,04	0,02	—	—	0,03	0,03	0,10	—
2,38	0,88	0,88	0,92	1,73	1,88	1,05	0,78	0,78
1,52	0,21	0,15	0,16	1,20	0,98	0,19	0,58	0,03
0,02	—	0,03	—	0,08	0,02	0,01	0,09	0,12
8,22	2,74	2,94	2,93	6,21	5,95	7,35	7,55	6,10
8,16	3,09	2,78	2,94	5,85	—	—	—	—
свойства								
1,506	1,518	1,519	1,519	1,532	1,527	1,502	1,478	1,483
1,505	1,510	1,512	1,512	1,525	1,520	1,495	1,473	1,480
0,001	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,005	0,003
80	—43	—36	—38	—60	~50	32—34	—	~15
$c \parallel Ng$	17	16	17	$c \nparallel Ng$	$c \nparallel Ng$	5	—	—

Таблица 3

Результаты спектральных анализов цеолитов *

Минерал (колич. анализов)	Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ %															
	Mn	Ti	Ni	Cu	Cr	Y	Ag	Pb	Zn	Sn	Ga	Be	Zr	Sr	Ba	Mo
Ломонтит (23)	Сл. 3—10, до 300	0—30 до 200	0, ед., до 2	0—3, до10	0	0	0, ед., до 0—10	0, реже 0—10	0, реже до 30	0, реже до1	0—1, до10	0, ед.—сл., до1	0, ед.—сл.	0, ед., до 100	0	0
Стильбит (12)	1—300	0—10, ед., до 400	0, ед.—5—10	Сл., 0—50, ед.—100	0, ед.—50	0, ед.—3	0, ед.—5	0, до10	0	0, ед.—3	0—сл., ед.—30	0, ед.—сл.	0—сл., ед.—300	0, ед.—100 и 1000	0, ед.—100	0, ед.—сл.
Сколецит (3)	0—сл., ед.—10	0—сл., ед.—10	0, ед.—10	1—10	0	0	0	0	0	0	1, 20, 30	0, ед.—1	0, ед.—сл.	0, ед.—100	0	0
Натролит (1)	3	0	0	3	0	0	0	0	0	0	10	Сл.	0	0	0	0
Мезолит (3)	0, ед.—сл.	Сл., 10, 100	0	Сл., 10	0	0	0	0	0	0	10, 30, 35	0, сл., 1	0, ед.—1	0	0	0
Гейландит (1)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	30000	500	0
Томсонит (2)	0, 100	Сл., 100	0	0, сл.	0	0	0	0	0	0	0, 20	0, сл.	400	5000—1000	0	0
Морденит (1)	0	100	0	10	0	200	0	0	0	0	0	0	0	30	0	0
Шабазит (1)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4000	200	0	0

* Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик В. И. Симонова. Здесь же использованы материалы Г. Ф. Анастасенко (1965).

Таблица 4

Результаты рентгенометрических исследований некоторых цеолитов

213М		223М		212М		231М		228М	
I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$	I	$\frac{d}{n}\alpha$
100	9,53	100	9,25	100	9,19	100	6,58	30	6,64
35	6,92	40	6,92	6	5,58	30	5,93	40	5,88
6	5,08	22	4,75	8	5,33	40	4,68	30	4,73
23	4,75	20	4,52	20	4,68	20	4,60	40	4,38
10	4,52	86	4,18	10	4,58	30	4,41	10	4,18
43	4,38	26	3,67	10	4,29	40	4,17	5	3,65
10	3,69	40	3,52	60	4,07	10	3,28	30	3,19
23	3,52	10	3,42	5	3,76	30	3,21	10	3,09
5	3,43	50	3,28	5	3,51	40	3,17	100	2,89
5	3,38	18	3,21	14	3,40	20	3,12	30	2,58
20	3,28	18	3,16	10	3,19	20	2,952	30	2,46
10	3,21	30	3,05	40	3,05	70	2,874	30	2,42
20	3,16	18	2,885	10	3,01	10	2,582	20	2,30
20	3,04	10	2,849	10	2,785	10	2,456	40	2,205
10	2,938	20	2,582	10	2,574	10	2,415	30	2,057
5	2,810	8	2,531	5	2,361	10	2,335	30	1,957
3	2,641	24	2,445	5	1,901	10	2,201	30	1,867
10	2,581	12	2,371	10	1,827	10	2,184	60	1,812
5	2,533	8	2,275	5	1,788	10	2,059	30	1,758
12	2,447	16	2,183	5	1,596	10	1,831	10	1,635
16	2,367	18	2,159	5	1,559	10	1,802	20	1,538
5	2,276	5	2,096			10	1,731	40	1,470
5	2,227	10	1,963					30	1,435
10	2,159	10	1,855					30	1,385
10	1,964	10	1,637					30	1,330
5	1,892	10	1,566					30	1,310
5	1,875	10	1,525					20	1,275
5	1,856							40	1,240
5	1,764							30	1,213
5	1,638							30	1,189
5	1,568							20	1,155
5	1,525								

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР Г. Д. Терлецкой на аппарате УРС-50ИМ. Режим съемки: Cu — излучение, трубка D=573 мм, d=0,25 мм, v=37 кВ: I=10 mA, экспозиция 10 ч. 213М — белый ломонтит: 223М — грязно-зеленый ломонтит; 212М — розовый стильбит; 231М — светлый буровато-желтый натролит; 228М — белый сколецит.

месью кальцита. Область спектра 3000—3800 см$^{-1}$ имеет сильное поглощение, которое объясняется валентными колебаниями ОН-связей. Здесь выделяются цеолиты, имеющие одну отчетливую широкую полосу поглощения (стильбит) и обладающие широкой полосой, осложненной рядом дополнительных четких максимумов (ломонтит, натролит, сколецит).

Особо следует остановиться на пробах 240М-2 и 3, а также 248М-2 и 3. Это прокаленные при различных температурах ломонтит (240М-1) и стильбит (248М-1). Нетрудно заметить, что при прокаливании минералы разрушаются, что сопровождается нивелированием ряда максимумов второго порядка (рис. 1, *а*, *б*).

ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЦЕОЛИТОВ

Цеолиты представляют собой благоприятные для изучения термоактивные соединения. Термографирование позволяет получить надежные данные о кинетике удаления молекул воды и о фазовых переходах,

происходящих при нагревании минерала (полиморфные превращения, плавление, образование новых минеральных фаз, аморфизация, перекристаллизация). Многие цеолиты имеют характерные термограммы, и поэтому термография может служить методом их диагностирования. С этой целью нами было проведено комплексное термическое изучение цеолитов с одновременной записью кривых ДТА (дифференциального термического анализа), ТГ (термогравиметрической кривой) и ДТГ (дифференциальной термогравиметрической кривой) в тождественных условиях, т. е. из одинаковой навески. Анализ проводился на дериватографе системы F. Paylik, I. Paylik, L. Erdly (Венгрия) при следующих экспериментальных условиях: время нагревания — 100 мин, время вращения барабана — 100 мин, скорость нагревания — 12°/мин. Нагревание проводилось до 1000—1150°С с постоянным измерением температуры в пробе. Чувствительность ДТА 1/5; ДТГ — 1/5. Тигель стандартный, платиновый, малый; навеска — 300 мг. В качестве эталона использовалась прокаленная Al_2O_3. Идентификация цеолитов проводилась путем сравнения полученных термограмм с опубликованными данными термографических исследований (Milligan, Weiser, 1937; Koizumi, 1953; Иванова, 1961; Рожкова, Ершова, Андрусенко, 1962; Pécsi-Donath, 1962; Федосеев, Корыткова, 1963; Нырков, Кобилев, 1962; Костов, 1971; и др.). Наиболее часто полученные дериватограммы сравнивались с данными А. И. Белицкого и др. (1972), поскольку в этой работе приведены дериватограммы цеолитов, полученные на венгерском дериватографе той же модели и в сходных с нашими условиях эксперимента.

Переходим к термографической характеристике групп цеолитов. Дериватограммы отдельных цеолитов внутри описываемых групп минералов близко совпадают, и в связи с этим в качестве иллюстрации приводится по одной дериватограмме, наиболее характерной для этой разновидности цеолита.

Ломонтит. На кривой ДТА ломонтита (рис. 2) имеется 3 эндотермических эффекта с максимумами при 130—160, 280 и 480°С. Этим эффектам на кривой ДТГ соответствуют максимумы при 130, 280 и 470°С. Общая потеря веса для разных образцов колеблется от 13,2 до 13,6% (см. табл. 1).

Дериватограммы всех исследованных образцов очень близки дериватограммам ломонтита р. Нидым (СССР) и Трансильвании (Румыния), полученным И. А. Белицким. Они идентичны не только по форме

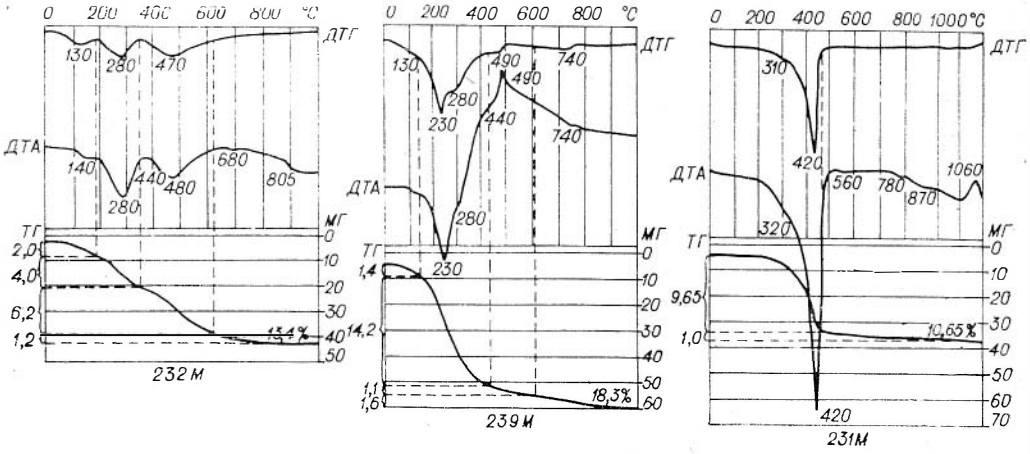


Рис. 2. Типичные дериватограммы ломонтита (232М), стильбита (239М) и натролита (231М).

кривых ДТА, ДТГ, количеству и интенсивности эффектов и общей потере веса, но и по соотношению потерь веса, приходящихся на каждый эффект.

В отдельных пробах отмечаются примеси кальцита (обр. 226М) и пренита (обр. 241М), которые устанавливаются по эндоэффектам с максимумами при 880°С для первого случая, 780 и 840°С для второго.

Стильбит. Кривая ДТА стильбита (см. рис. 2) имеет характерную форму — один широкий эндотермический эффект с четким максимумом при 230°С и двумя перегибами на правой ветви этого эффекта при температурах 280 и 440°С. Второй перегиб — при 440° — выражен менее четко, чем первый, а для отдельных проб (обр. 222М) он практически отсутствует. В работах предыдущих исследователей этот перегиб на правой ветви эффекта не фиксируется. Как отмечают И. А. Белицкий и др. (1972), он устанавливается лишь при оптимальных условиях эксперимента и связан с полным удалением воды. Следующий непосредственно за вторым перегибом достаточно интенсивный экзотермический эффект с максимумом при 490° (наблюдаемый на всех ДТА и характеризующий разрушение структуры стильбита), по-видимому, в значительной степени сглаживает проявление перегибов эндоэффекта. На кривой ДТГ в температурном интервале этого перегиба (400—500°) имеется четкий максимум при 470—490, что подтверждает существование перегиба на кривой ДТА.

Общая потеря веса образцов стильбита колеблется от 17,4 до 19% и в основном несколько выше, чем на дериватограммах, полученных И. А. Белицким и др. (1972). Дегидратация стильбита начинается при температуре около 60° и осуществляется непрерывно в ходе нагревания пробы. Сначала скорость обезвоживания с повышением температуры растет, а по достижении максимума при 220° постепенно уменьшается, и к 550° дегидратация заканчивается. Прокаленный до 400° стильбит теряет 14% воды, а регидратирует в дальнейшем на воздухе только 2,6%.

В некоторых образцах стильбитов устанавливается примесь кальцита (обр. 239М, 244М-2, 248М), которая проявляется на кривых ДТГ и ТГ в виде потери веса при температурах выше 550°, а на ДТА фиксируется четкий эффект при 740°. Примесь кальцита — причина несколько завышенной общей потери веса для некоторых проб.

Натролит. Исследование минерала (см. рис. 2) показало, что дегидратация начинается после 100°С, скорость ее растет к 300° и заканчивается обезвоживанием к 420°С. Связанный с дегидратацией эндотермический эффект с максимумом при 420°С, очень четкий и интенсивный, имеет асимметричную форму с более крутой правой ветвью и перегибом на левой ветви при 320°С. Существование перегиба на левой ветви эффекта свидетельствует о ступенчатом выделении воды и противоречит данным некоторых исследователей (Белицкий и др., 1972) об одновременном выделении обеих молекул воды.

Потеря веса, равная 0,65%, близка значению для натролита из ущелья Гакмана, Хибины (Белицкий и др., 1972). Однако в отличие от упомянутого образца в пробе 231М отмечается небольшой эндотермический эффект на кривой ДТА при 560°С, сопровождаемый небольшой плавной потерей веса (1,0%).

Слабые эндотермические эффекты при 780 и 870°С связаны с двумя стадиями частичного разрушения структуры метанатролита. Сильный экзотермический эффект при 1060° вызван кристаллизацией нефелина и кристобалита (Белицкий и др., 1972).

Аномалии в термограмме натролита, по-видимому, связаны с особенностями его химизма (см. табл. 1) — присутствием в его составе кальция и повышенной обводненностью минерала.

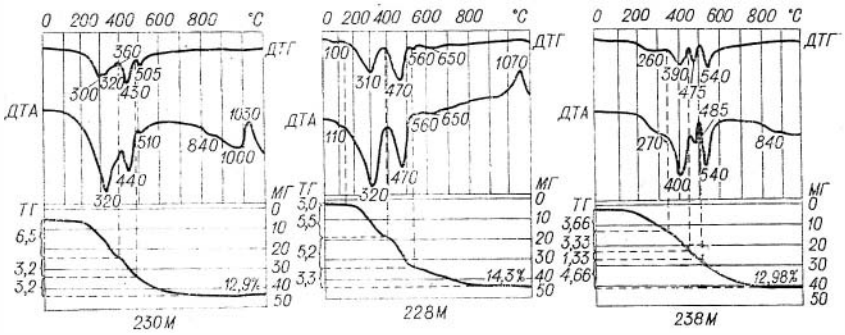


Рис. 3. Типичные дериватограммы мезолита (230М), сколецита (228М) и томсонита (238М).

Мезолит. Дериватограммы мезолита отличаются своеобразием кривых ДТА и ТГ и служат надежным критерием идентификации минерала (рис. 3).

На кривой ДТА мезолита имеется четыре эндотермических эффекта и один экзотермический. Первый, наиболее интенсивный эндоэффект с максимумом при 320° имеет дополнительный максимум при 300° в виде перегиба на левой ветви эффекта. Потеря веса, связанная с этим эффектом, составляет 6,5%, что равно приблизительно 4 мол. H_2O. На кривой ДТГ этому эффекту соответствуют три максимума: при 300, 320 и 360°С. Второй эндоэффект — меньшей интенсивности, с максимумом при 440°С — сопровождается потерей еще около 3% веса, соответствующей выделению еще 2 молекул воды. Третий эндоэффект с максимумом при 505—510°С проявляется довольно слабо. Судя по кривой ТГ, ему соответствует потеря веса около 7%, что также составляет примерно 2 мол. воды. Четвертый эндоэффект отмечается при 1000°, он переходит в четкий экзоэффект при 1030°. Эти эффекты связаны со спеканием аморфной массы сколецита, кристаллизацией плагиоклаза и кристобалита.

Сколецит. Дериватограммы сколецита, подобно мезолиту, довольно специфичны (см. рис. 3). На кривой ДТА имеется один экзо- и три эндотермических эффекта. Первый эндоэффект — наиболее интенсивный, с максимумом при 320° — связан с потерей одной молекулы воды. По кривой ТГ эта потеря составляет 4,9—5,5%. Второй эндоэффект (470°) в отдельных пробах (обр. 237М) осложнен дополнительным максимумом (510°), а у других проб (обр. 228М, 401М) имеется только едва заметный перегиб на левой его ветви при температуре около 450°С. Потеря веса в этом интервале 4,7—5,2%. Третий эндоэффект — очень слабый и проявляется при 560°С. Он частично перекрывается вторым эндоэффектом, а потеря веса в интервале температур 400—800°С составляет 8,5%, что соответствует примерно 2 мол. воды.

Эндотермический эффект с максимумом при 1040°С, связанный с плавлением аморфизованного сколецита, переходит в экзоэффект при 1070°С. Последний обусловлен кристаллизацией анортита и кристобалита (Белицкий и др., 1972).

Томсонит. Для кривой ДТА томсонита (рис. 3) в температурных пределах от 20 до 800°С характерны 4 эндотермических эффекта. Первый — с максимумом при 270°, сравнительно небольшой интенсивности. Ему соответствует потеря веса 3,66%. Этот эффект, судя по микроскопическим и рентгенографическим данным, вызван образованием

метатомсонита. Второй эндоэффект (400°) — наиболее интенсивный и сопровождается потерей веса 3,33%. Третий — имеет максимум при 485°С и сопровождается относительно небольшой потерей веса — 1,33%. Наконец, четвертый — при 540° — обусловлен удалением последних порций воды (4,66%) и разрушением структуры минерала.

Слабый эндотермический эффект при 840°С, наблюдавшийся также другими исследователями, вызван сплавлением аморфной массы томсонита. Экзотермический эффект с максимумом при 990—1020°С связан с кристаллизацией анортита и нефелина (Нырков, Кобилев, 1962; Федосеев, Корыткова, 1963; и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение цеолитовой минерализации Норильского района позволяет установить ряд ее особенностей. Цеолиты, как правило, приурочены к богатым кремнеземом и глиноземом магматическим и метаморфическим породам (базальты, долериты, габбро-долериты, полевошпатовые и известковые метасоматиты). В бедных этими компонентами породах (богатые оливином магматические породы, магнезиально-известковые, существенно карбонатные и сульфатные метасоматиты) цеолиты обычно отсутствуют, здесь проявляется свой комплекс гидротермальной минерализации. С другой стороны, отмечается зависимость характера цеолитовой минерализации от химизма вмещающих ее траппов. Важную роль здесь играет содержание основных минералообразующих окислов цеолитов в базальтах (SiO_2, Al_2O_3, CaO и Na_2O). От их количества в породах зависит проявление того или иного цеолита, а также и изоморфные превращения в минералах. Однако эта закономерность осложняется температурным фактором формирования пород и минералов. При цеолитизации пород наиболее охотно подвергается замещению их полевошпатовая составляющая. Окрашенные разновидности цеолитов приурочены к призальбандовым частям прожилков, что свидетельствует об активности растворов на границе с вмещающей породой.

В ореолах метаморфических пород, связанных с дифференцированными трапповыми интрузиями (Норильск-1, Талнах, гора Черная и др.), цеолитовая минерализация приурочена к внутренним тыловым зонам метасоматической колонки. В Талнахском рудном узле наиболее ярко выражен известковый метасоматоз, а цеолиты в широком спектре минералов-новообразований занимают определенное место на заключительных этапах процесса, являясь закономерным продуктом эволюции метасоматизирующих растворов. Однако дифференцированные интрузии с мощным ореолом различных по составу метасоматически-гидротермальных пород, образованных в широком спектре *PT*-условий, большая редкость. Основная масса траппов имеет только гидротермальные новообразования, которые сходны с минералами, возникшими на конечных этапах постмагматических изменений, связанных с дифференцированными интрузиями.

В ассоциации с цеолитами отмечается целый комплекс таких гидротермальных минералов, как пренит, кальцит (исландский шпат), эпидот, тальк, хлорит, пумпеллиит, апофеллит, зеленая роговая обманка, анальцим, кварц, аметист, халцедон, опал, ангидрит, гипс, пирит и халькоперит, самородная медь и некоторые другие минералы. В ходе метасоматического процесса при понижении температуры происходит кристаллизация минералов, обогащенных водой. В гидротермальную стадию постепенно возрастает обводненность минералов и образуются наиболее богатые водой алюмосиликаты. В отношении цеолитов И. Костов (1971) считает, что при нормальном порядке отложения их

из растворов первыми должны кристаллизоваться минералы с наиболее высокой энергией образования, т. е. бедные водой и с наиболее высоким значением отношения Al : Si. Исходя из этого, в исследованном районе при наиболее высоких температурах должны кристаллизоваться томсонит и натролит, а с падением ее — мезолит, сколецит, шабазит, гейландит и, наконец, завершать цеолитовый этап должны ломонтит, стильбит и морденит. В подавляющем большинстве случаев в Норильском районе цеолиты образуют мономинеральные скопления, тем не менее, судя по отдельным фрагментам ассоциирующих между собой цеолитов и других минералов, в общих чертах эта последовательность соблюдается.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие основные выводы.

Цеолитовая минерализация пользуется широким распространением в Норильском районе. В измененных вмещающих породах, связанных с дифференцированными трапповыми интрузиями, установлены ломонтит, стильбит и томсонит, в эффузивных траппах — ломонтит, стильбит, гейландит, натролит, мезолит, сколецит, томсонит, морденит и шабазит.

Цеолиты являются продуктами гидротермального процесса, а источником вещества для их образования послужили минерализованные растворы и сами вмещающие породы.

ЛИТЕРАТУРА

Анастасенко Г. Ф. Минералогия шаровых лав северо-запада Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1965, вып. 6, с. 16—49.

Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., «Наука», 1971. 228 с.

Белицкий И. А., Букин Г. В., Топор Н. Д. Термографическое изучение природных цеолитов.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 7. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 255—310.

Белицкий И. А., Голубова Г. А. Инфракрасные спектры природных цеолитов.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. 7. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 310—322.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М., «Мир», 1966. 482 с.

Иванова В. П. Термограммы минералов.— «Зап. ВМО», 1961, ч. 90, вып. 1, с. 50—90.

Костов И. Минералогия. Т. 40. М., «Мир», 1971. 584 с.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд. Львов. ун-та, 1963, 614 с.

Мирончук М. Г., Кавич И. В. Рентгенометрические исследования некоторых цеолитов из трапповых интрузий Сибири.— «Мин. сб. Львовск. ун-та», 1964, № 18, вып. 3, с. 336—343.

Нырков А. А., Кобилев А. Г. Термоаналитическое изучение цеолитов.— В кн.: Труды 6-го совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 37—43.

Рожкова Е. В., Ершова К. Е., Андрусенко Н. И. О воде в цеолитах.— «Бюл. ВИМС», 1962, вып. 3. М., с. 71—75.

Федосеев А. Д., Корыткова Э. Н. О поведении цеолитов группы натролита при нагревании.— «Зап. ВМО», 1963, ч. 92, вып. 4, с. 410—419.

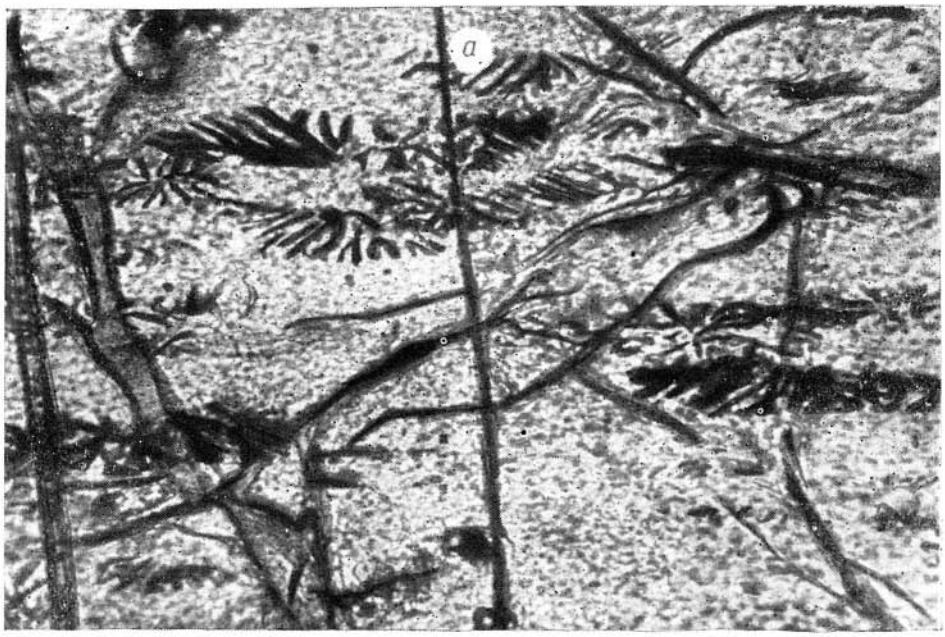
Koizumi M. The differential thermal analysis curves and dehydration curves of zeolites.— "Miner. J. (Japan)", 1953, vol. 1, N 1, p. 36—47.

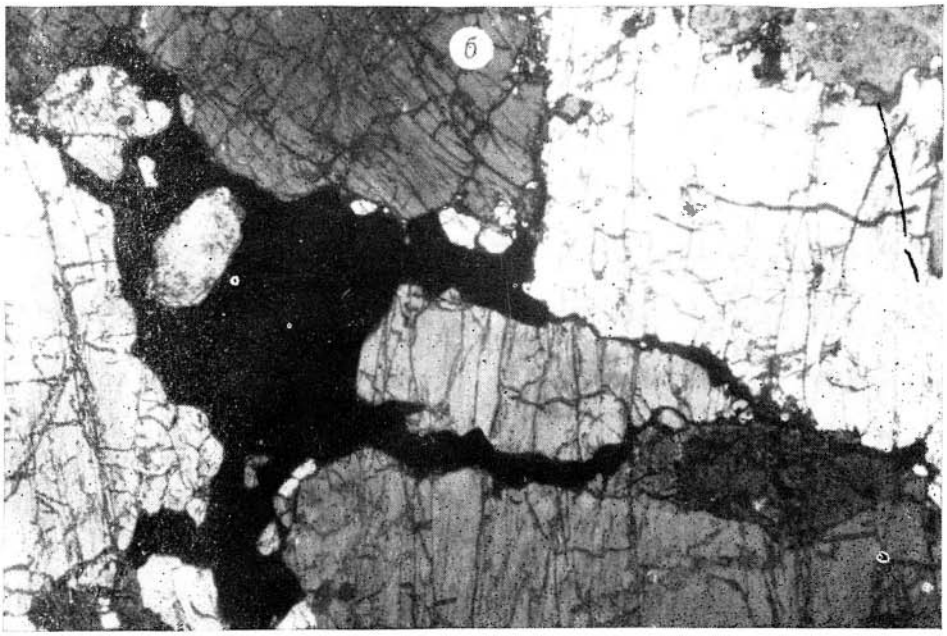
Milligan W. O., Weiser H. B. Mechanism of the dehydration of zeolites.— "J. Phys. Chem.", 1937, vol. 41, 1029—1038.

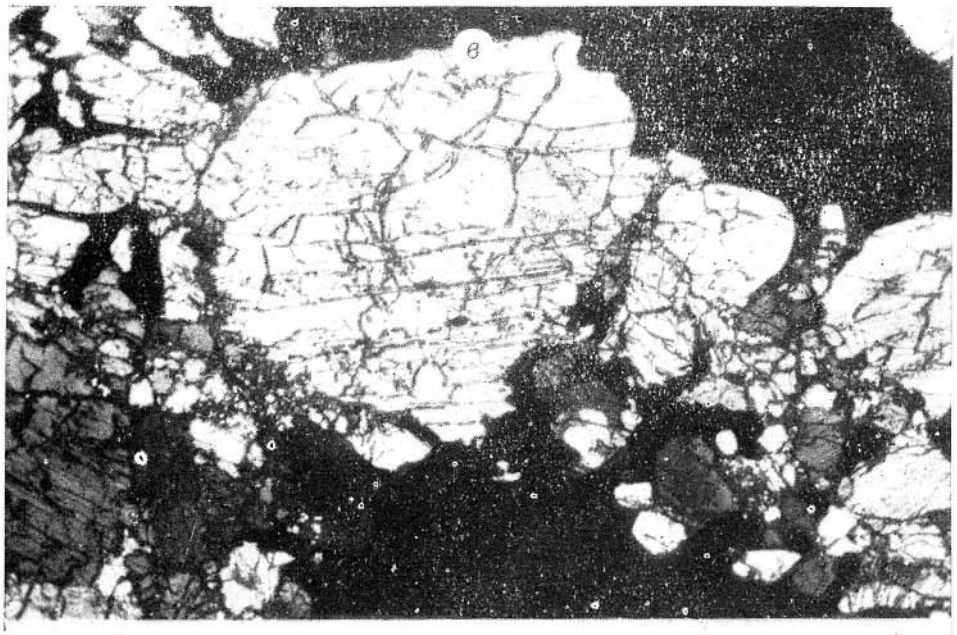
Pecsi-Donath E. On the individual properties of some Hungarian zeolites.— "Acta Geol. Hung.", 1962, vol. IX, 235—258.

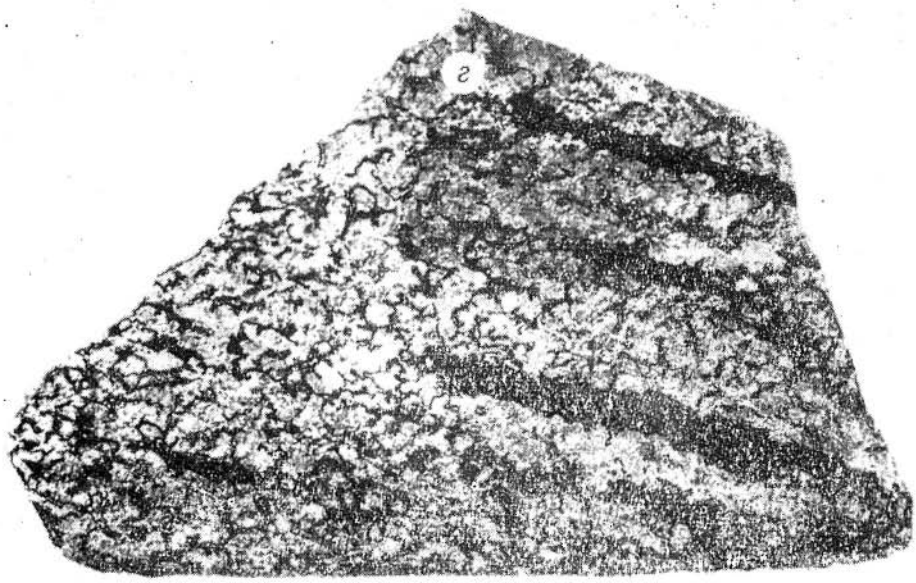
ПРИЛОЖЕНИЕ
(ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ)

ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТАТЬЕ Ю. Р. ВАСИЛЬЕВА



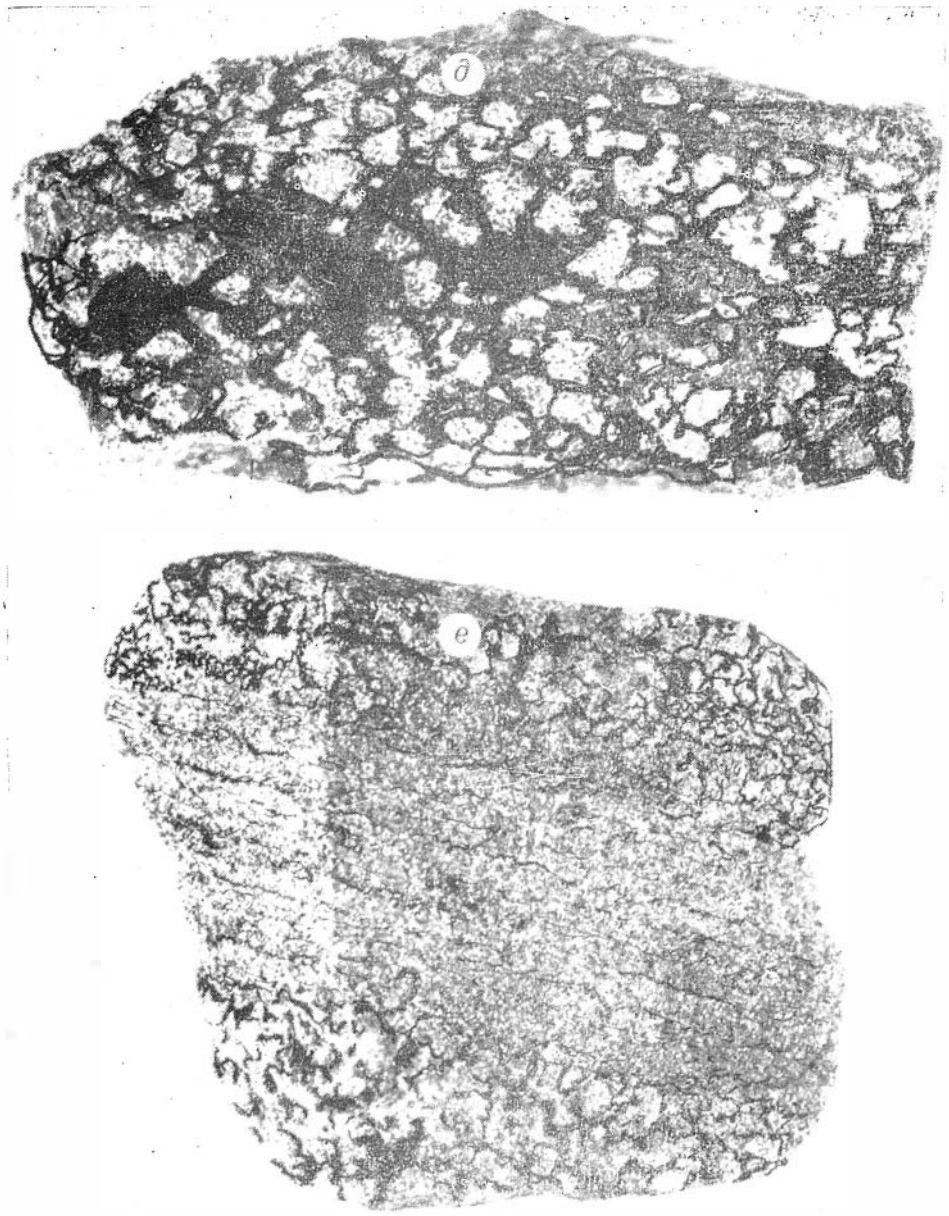






Магнетиты ультраосновных интрузий

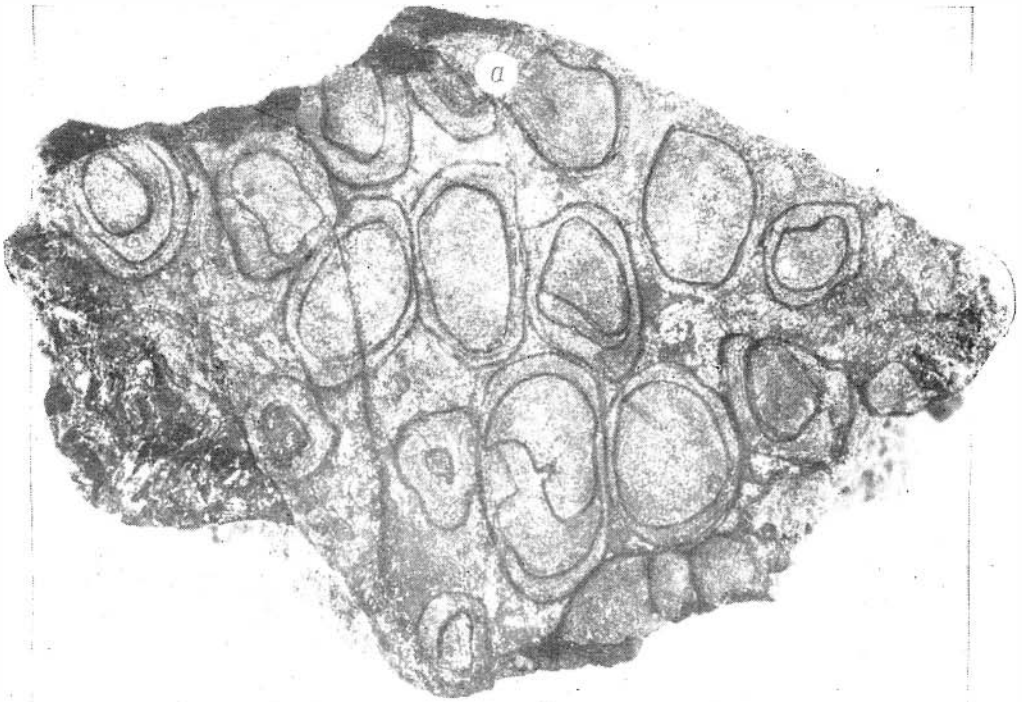
а — закономерные вростки магнетита в кристалле оливина из оливинита интрузии Бор-Урях, шл. 536, ского плутона, шл. 798а, увел. 20, ник.+; *в* — замещение пироксена рудным минералом. Хорошо видна винит с сидеронитовой вкрапленностью рудного минерала, переходящей в линзовидные субпарал- винит с сидеронитовой вкрапленностью и гнездами магнетита неправильной формы. Интрузия Бор- пределением рудного минерала в крупнозернистом оливините с сидеро



Маймеча-Котуйского района.

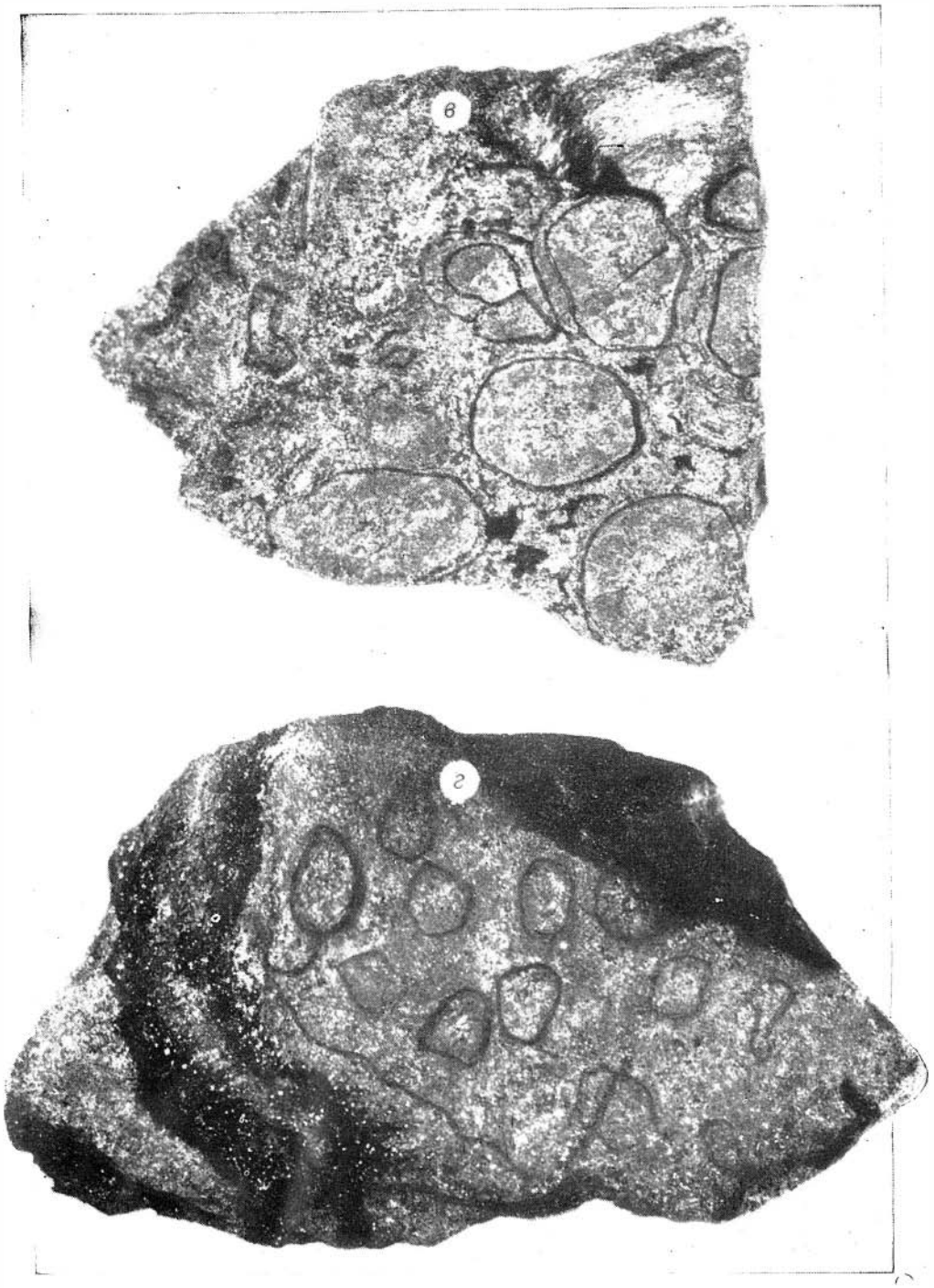
увел. 80, ник.‖; *б* — развитие титаномагнетита (черное) по клинопироксенам в пироксените Гулинграпуляция зерен пироксена, Гулинский плутон, шл. 798д, увел. 20, ник. +; *г* — среднезернистый олидельные прожилки. Интрузия Бор-Урях, обр. 616а, 2/3 натур. величины; *д* — крупнозернистый оли-Урях, обр. 616в, натур. величина; *е* — «пирослой» мелкозернистого оливинита с тонкополосчатым раснитовой вкрапленностью. Интрузия Бор-Урях, обр. 804а, натур. величина.

ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТАТЬЕ Ю. Р. ВАСИЛЬЕВА, В. В. ЗОЛОТУХИНА, В. Ф. КОНЕНКО



Оливин-титаномагнетитовые

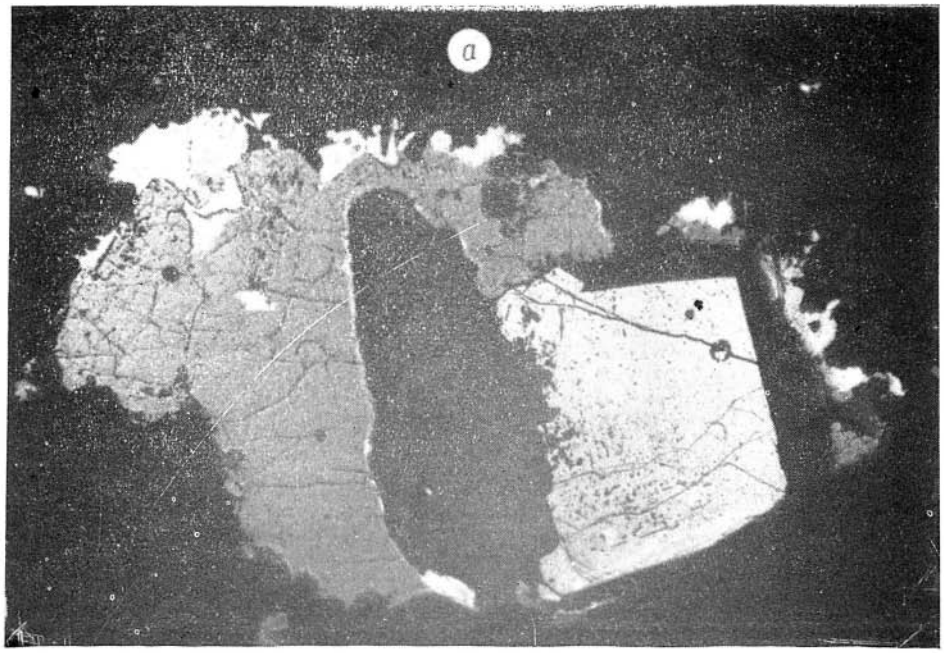
а — образец с морфологически четко выраженными подулями оливин-титаномагнетитового состава «ядро» и ритмично-зональное распределение мелкозернистого оливина и магнетита. Шл. 534, (1/2 натур. величины); *г* — образец с кольцевой (диффузион

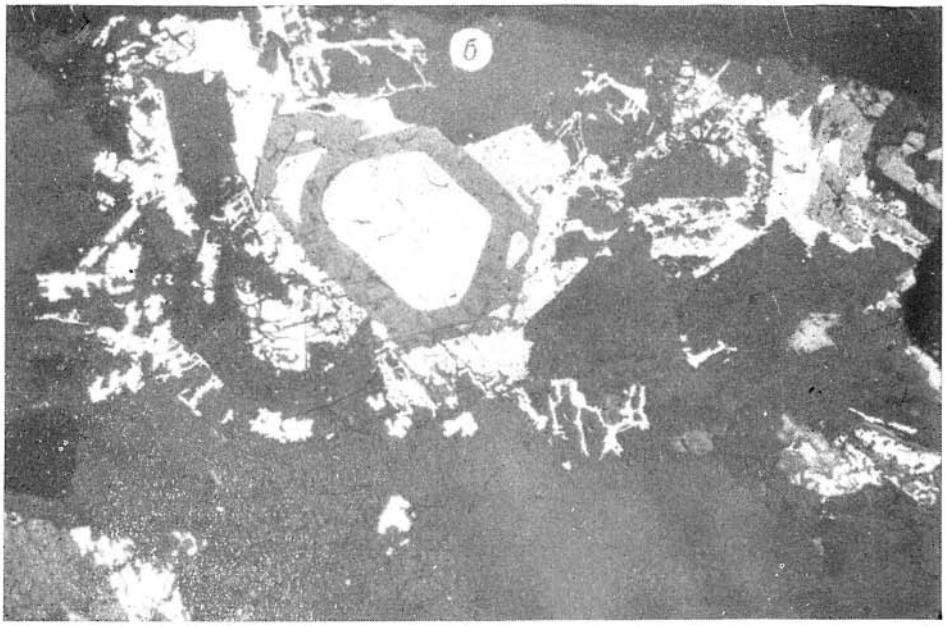


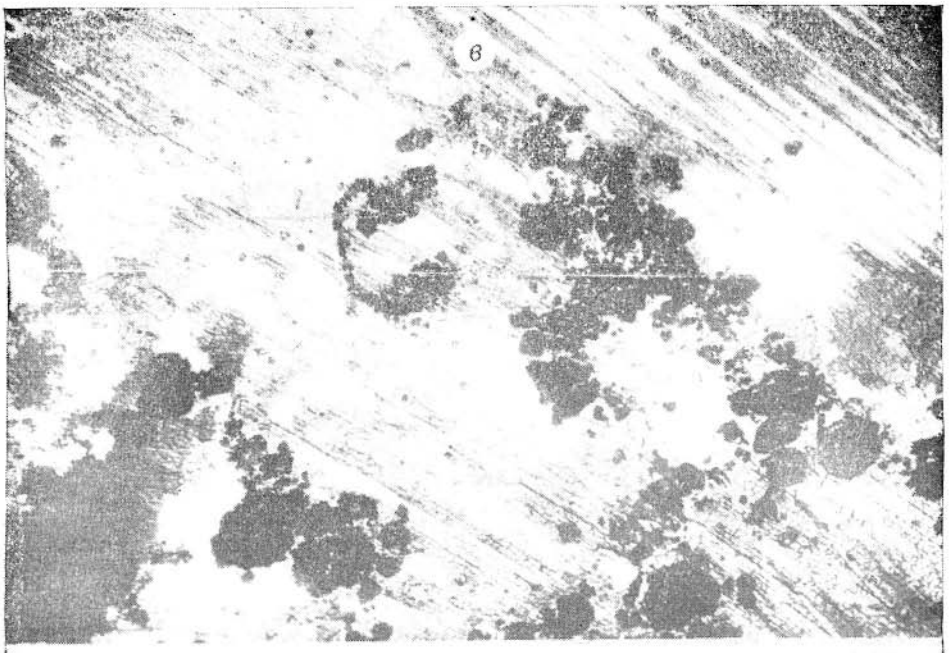
нодулярные образования.

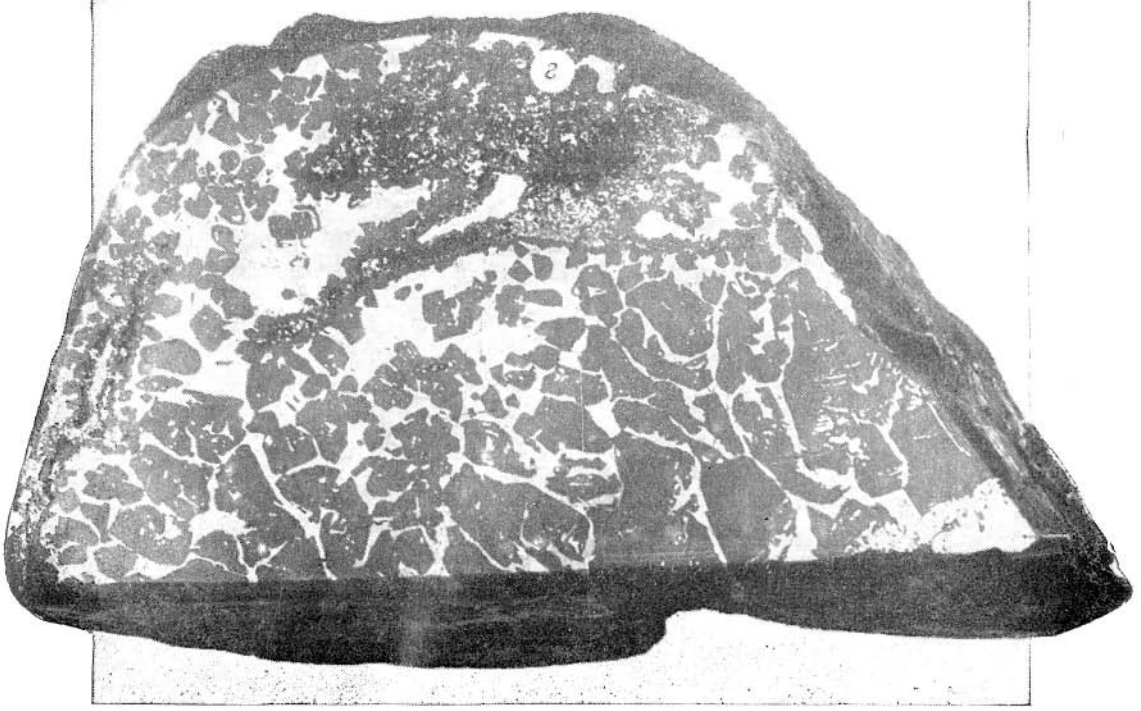
(1/2 натур. величины); *б* — оливин-титаномагнетитовый нодуль. Хорошо заметно крупнозернистое увел. 3, 5, ник.||; *в* — образец с морфологически менее четко выраженной нодулярной текстурой ной концентрацией титаномагнетита (1/2 натур. величины).

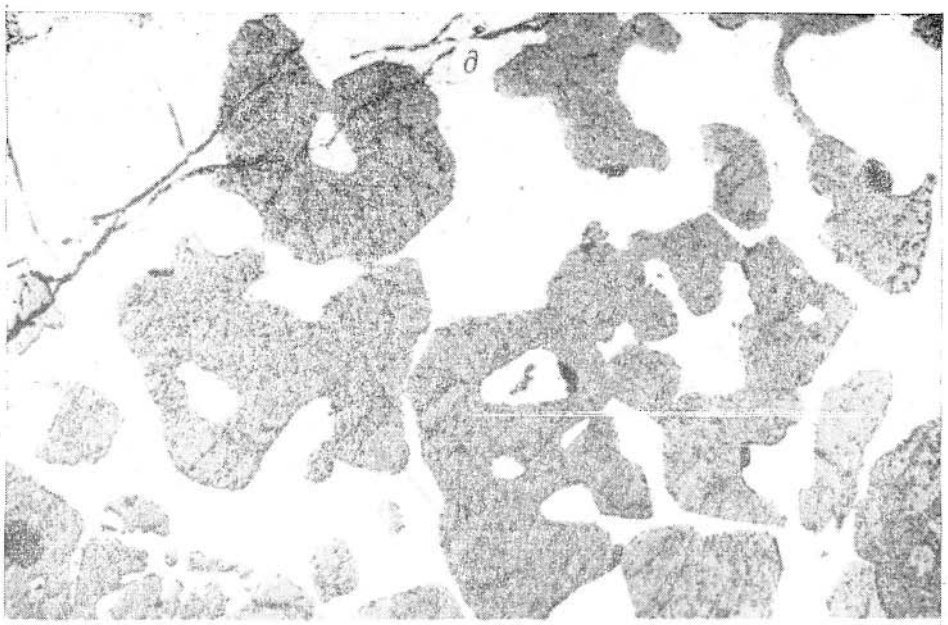
ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТАТЬЕ В. В. РЯБОВА



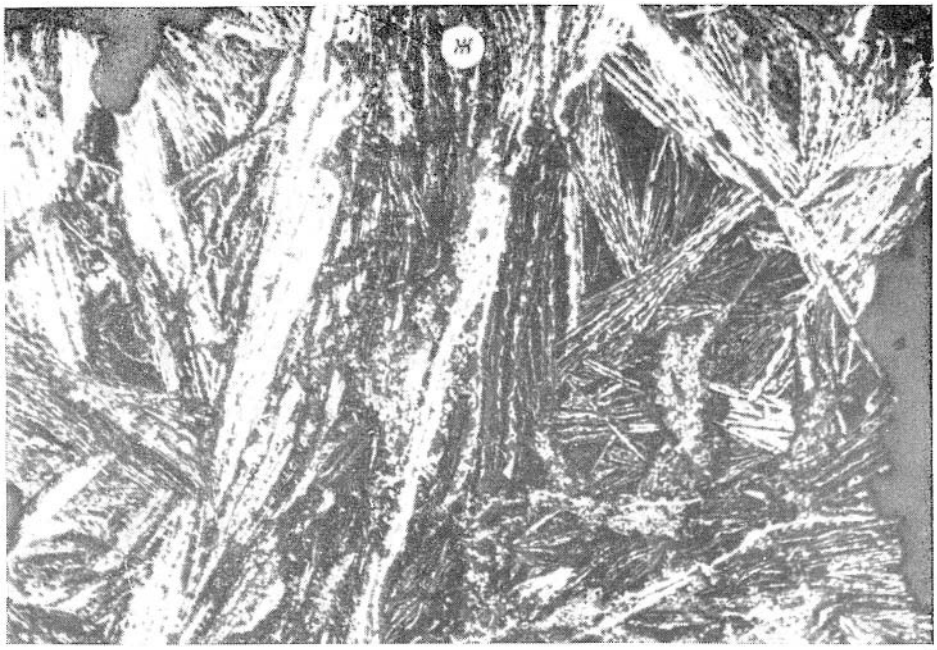



в


г


д

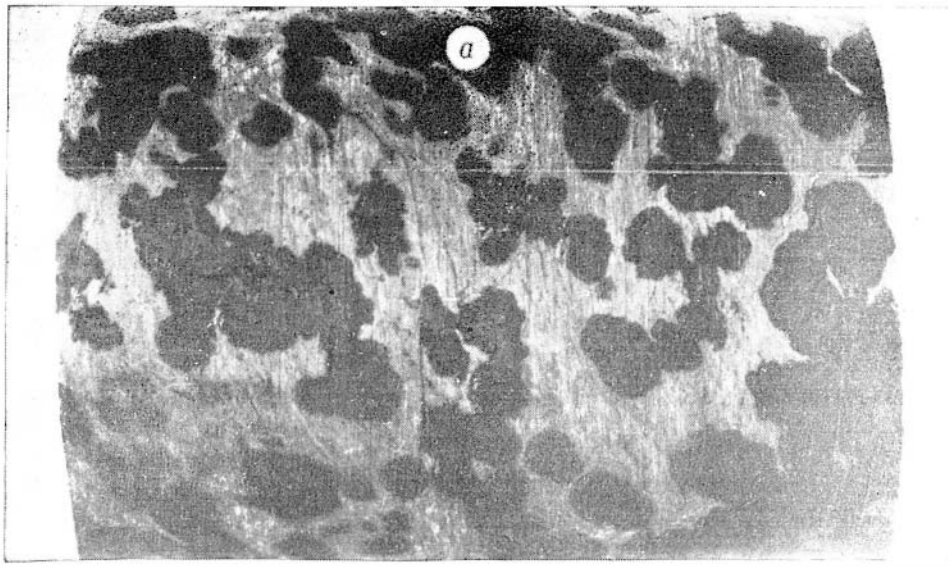
е

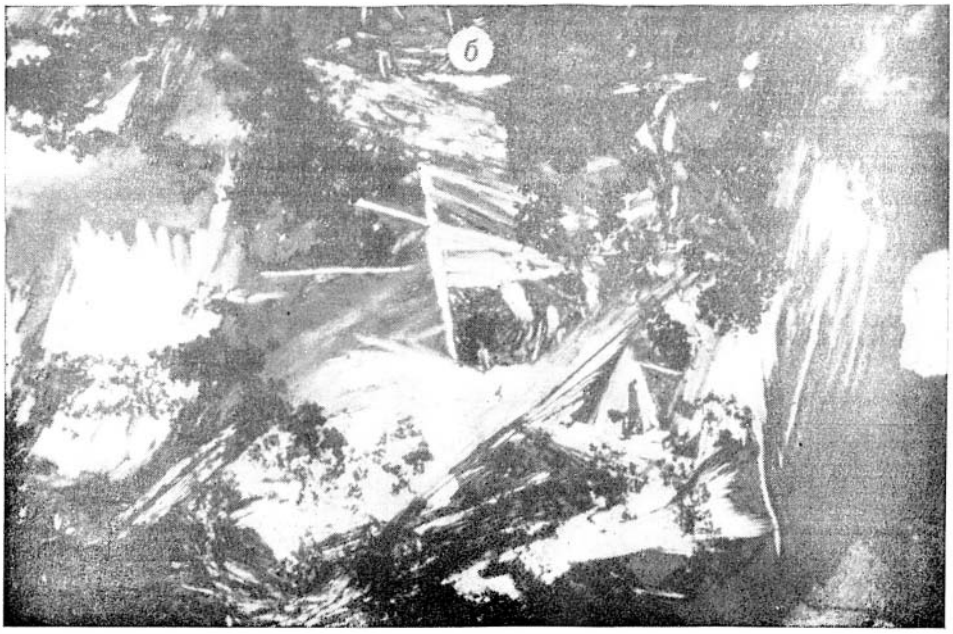


Особенности проявления магнетита и гематита в породах и рудах Талнаха.

а — каплевидно-вкрапленная руда в пикритовом габбро-долерите. Белое — пирит, светло-серое — халькопирит, серое — пирротин с точечными включениями пентландита, темно-серое — магнетит. Шл. 588/739, 4, увел. 10×; *б* — футляровидные кристаллы магнетита из вкрапленной руды в таксито-вом габбро-долерите. Белое — халькопирит, серое — пирротин, темно-серое — магнетит. Шл. 591/785, 6, увел. 15×; *в* — замещение гипогенного ангидрита магнетитом. Шл. 657/714, увел. 30×, ник. +; *г* — корродирование магнетита сульфидами в эндоконтакте сплошной сульфидной залежи рудника Маяк, обр. 667 (коллекция Б. А. Кулакова), натур. величина; *д* — магнетит-халькопиритовая руда из приконтактовой зоны сплошных сульфидных руд с габбро-долеритами. Шл. 593/693, 3, увел. 25×; *е* — игловидные выделения магнетита из магнетит-кальцитового метасоматита зоны метасоматической псевдобрекчии Октябрьского месторождения. обр. К-55, натур. величина. *ж* — радиально-лучистые агрегаты гематита из скарнированного габбро-диорита. Шл. 666/1235, увел. 30×.

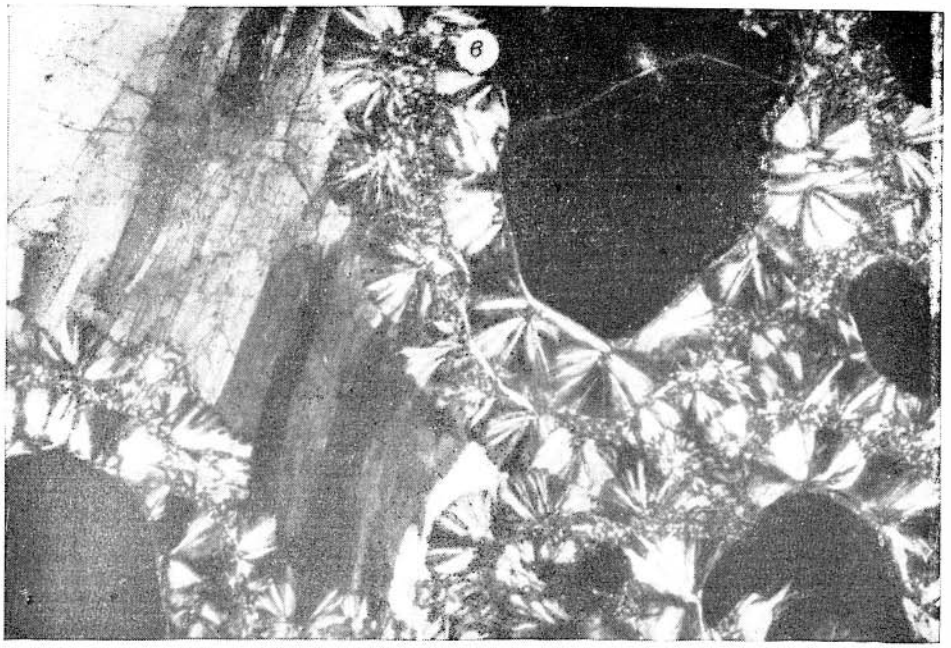
ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТ. В. В. РЯБОВА, Т. А. КОРНЕВОЙ «НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ ХЛОРИТОВ...»

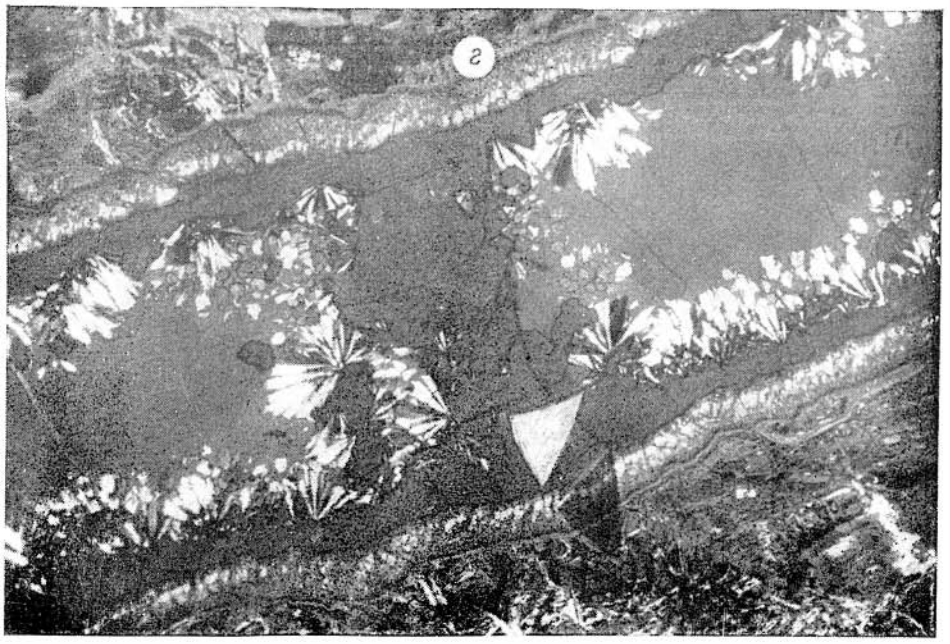




Хлориты и хлоритоподобные

а — общий вид спилозита. Темные узлы — хлоритовая масса, светлая, основная ткань — полевошпатеннном такситовом габбро-долерите; *в* — радиальнолучистые наросты хлорита на гранате (черное) ник.+; *г* — зональный хлоритовый прожилок в хлоритизированном пикритовом

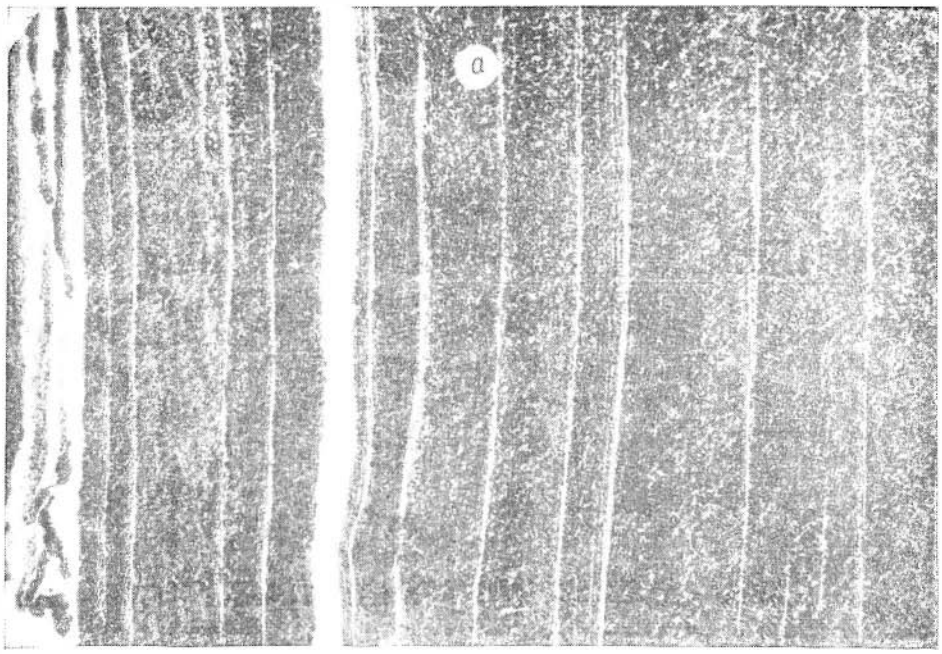


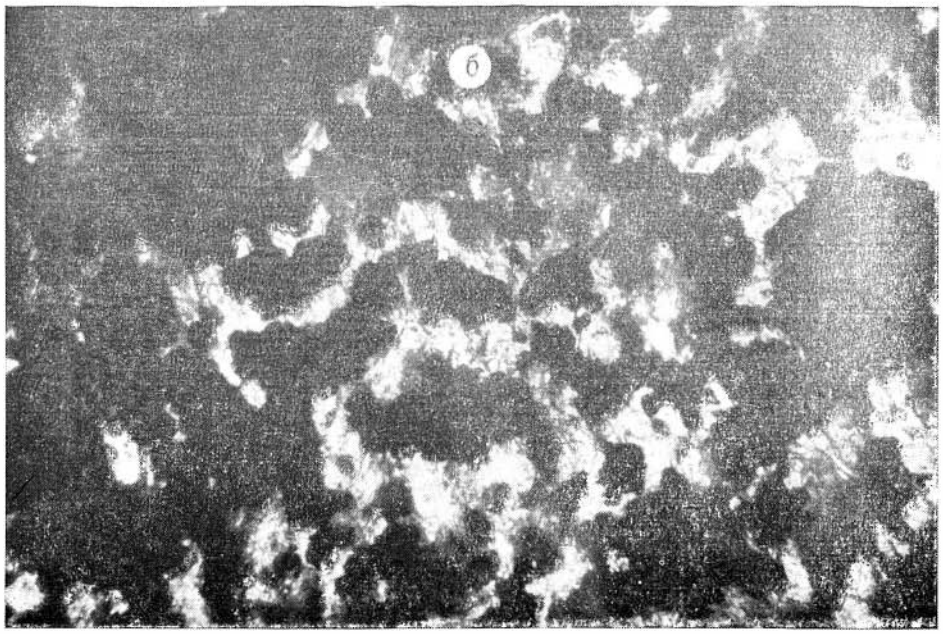


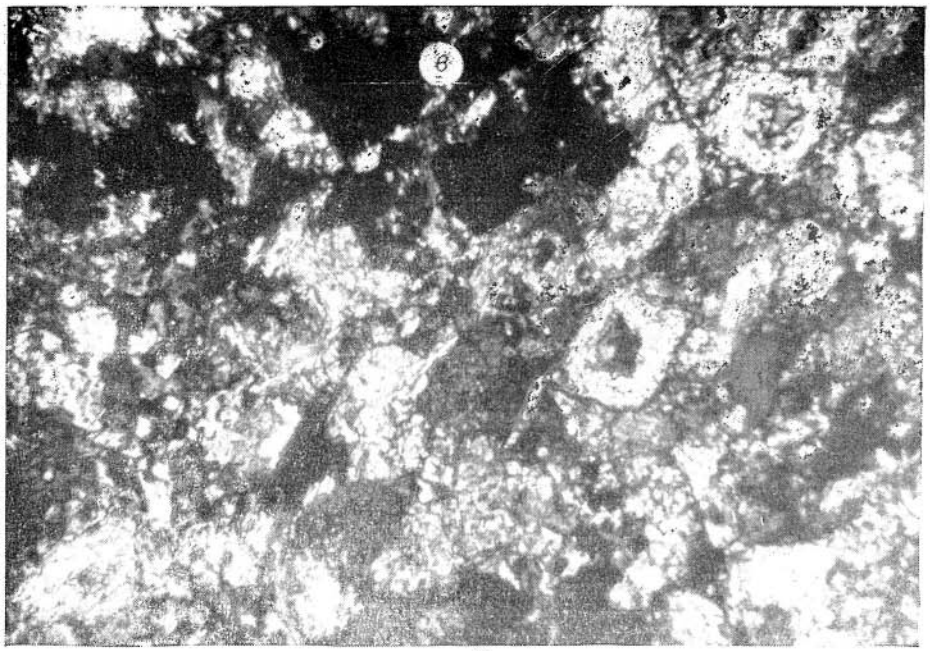
минералы Норильского района.

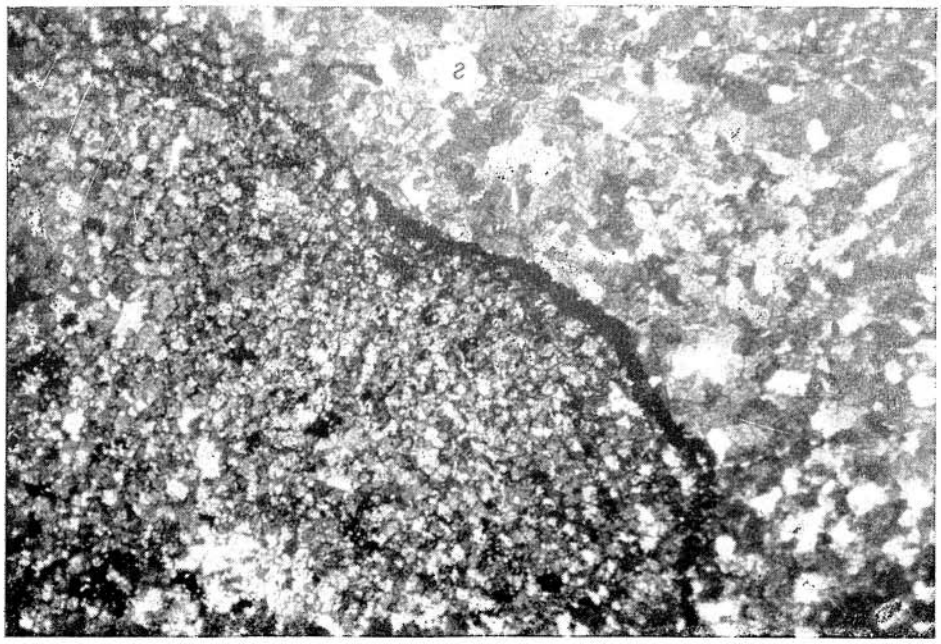
товая масса. Талнах, скв. 133/840, натур. величина; *б* — скопление хлорита в метасоматически изме- в гнезде пренита из метасоматически измененного безоливинового габбро-долерита, увел. 45×, габбро-долерите. Пояснения в тексте. Шл. 67Кул., увел. 30×, ник. под углом 45°.

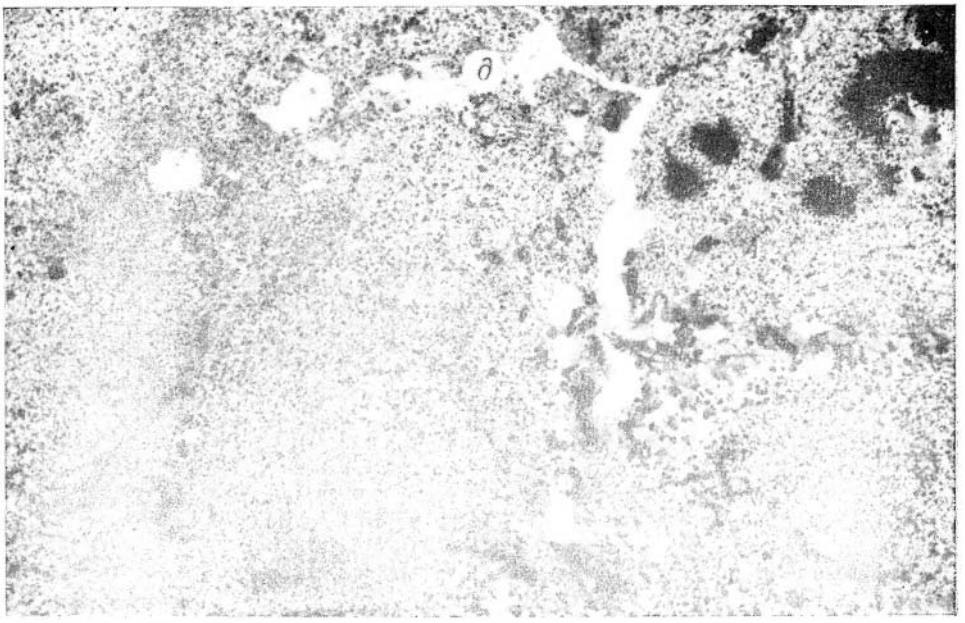
ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТ. К. В. КОЧЕТКОВОЙ «СИДЕРИТЫ...»







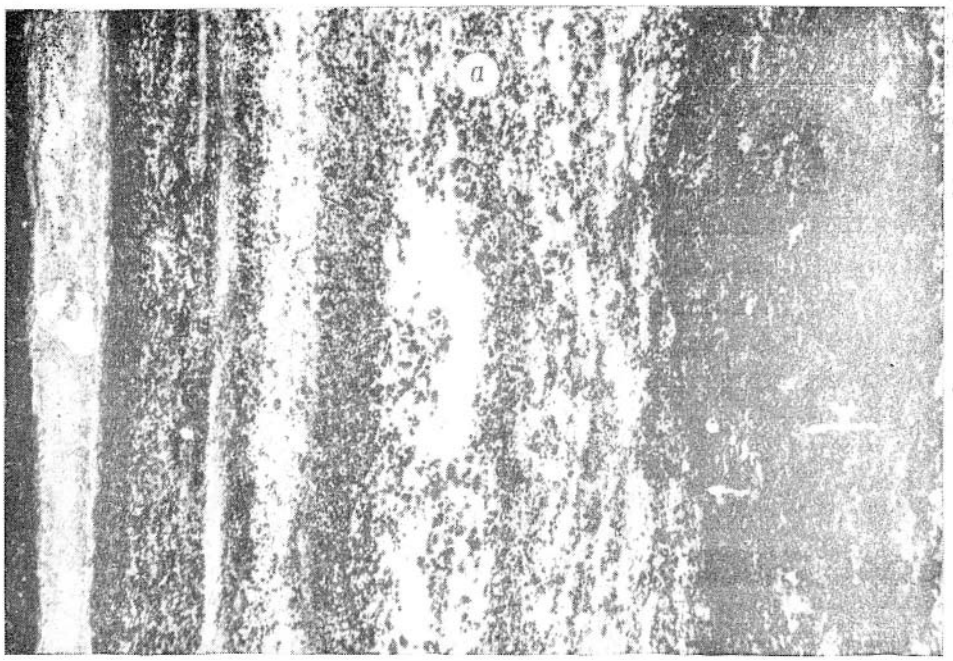


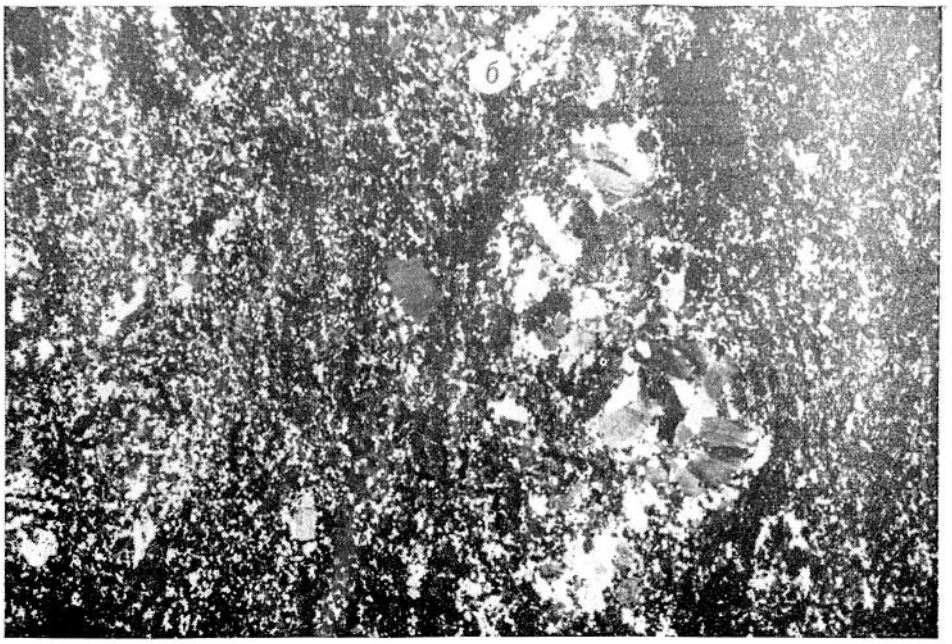


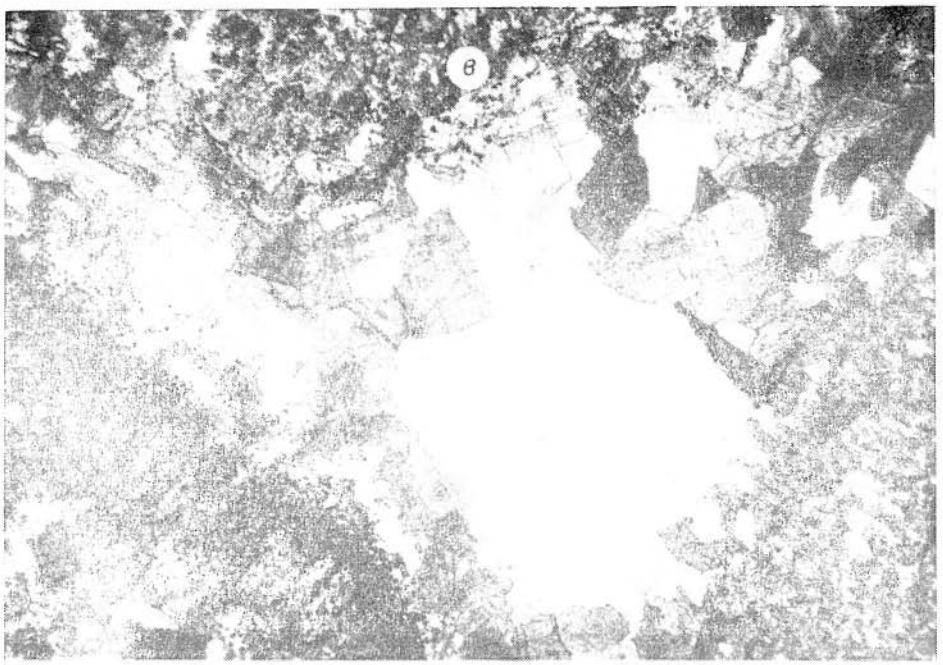
Сидериты Озерного месторождения.

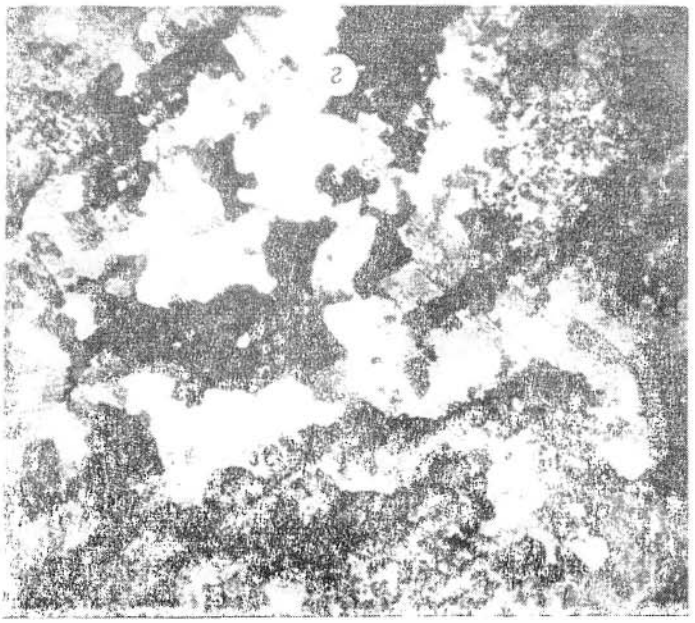
а — колчеданно-сидеритовый ритмит (светлое — сидерит, черное — сульфиды). Прозрачный шлиф, ник.||, увел. 3; *б* — взаимоотношения между пиритом (черное) и сидеритом (светлое) в слойке сидерит-пиритного ритмита. Прозрачный шлиф, ник.+, увел. 35; *в* — футлярообразные зерна метасоматического сидерита с реликтами кварц-серицитовых агрегатов при замещении туфа Прозрачный шлиф, ник.||, увел. 250; *г* — сидерит (слева — по обломку известняка, справа — сульфидно-сидеритовый цемент туфогенной брекчии). Прозрачный шлиф, ник.+; увел. 20; *д* — обрастание обломков микрозернистого сидерита крупнозернистыми радиально-лучистыми агрегатами позднего сидерита. Прозрачный шлиф, ник.+, увел. 6.

ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТАТЬЕ К. В. КОЧЕТКОВОЙ «УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФАТОВ...»



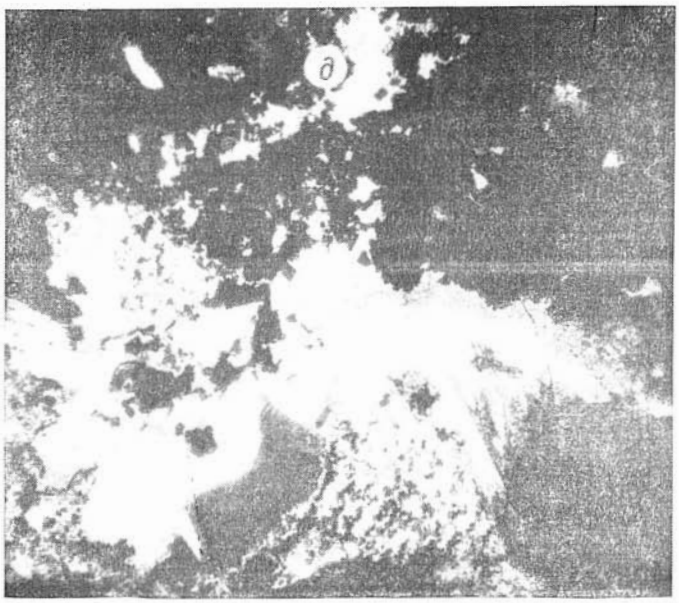


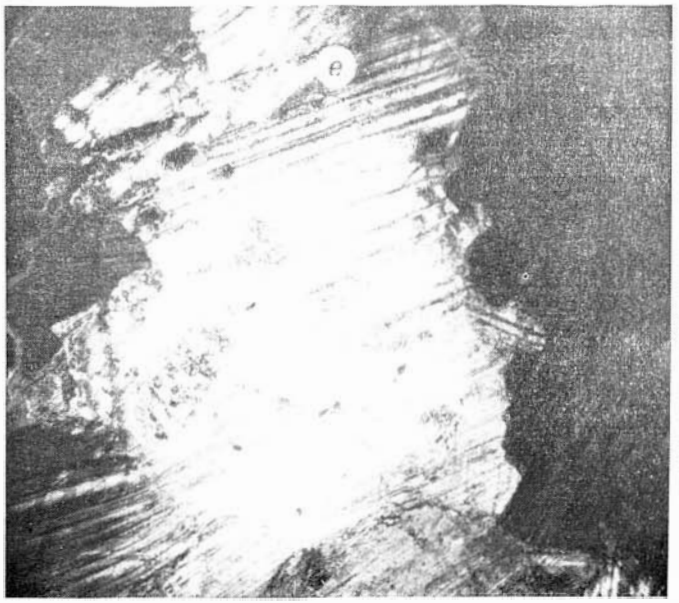




Сульфаты Озер

а — слоистый анкерит-барит-сульфидный ритмит: 1, 2, 3 — слойки анкерита с незначительной при увел. 6; *б* — —перекристаллизация крупнозернистого барита (белое) в стяжении и среди сульфидной (черное), барит (белое), остальное карбонат (объяснение в тексте). Прозрачный шлиф, ник.+ (увел. 23; ный шлиф, ник. частично +, увел. 40; *д* — срастания гипса (гнездо), барита, мелкозернистого агре шлиф, ник. частично +, увел. 40; *е* — замещение зерна барита (белое в центре)





ного месторождения.

месью барита. В остальных слойках барит (серое) и сульфиды (черное). Прозрачный шлиф, ник.||, массы (черное). Прозрачный шлиф, ник.+, увел. 8; *в* — строение барит-анкеритовой жилки: пирит *г* — взаимоотношения между баритом (белое), сидеритом (серое) и сфалеритом (черное). Прозрачгата сидерита (каемка), сфалерита (черное среди белого) в сульфидной массе (черное Прозрачный кальцитом с краев (темно-серое). Прозрачный шлиф, ник. частично +, увел. 35.

ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТАТЬЕ В. В. ЗОЛОТУХИНА, Г. Д. УШАКОВА, В. В. РЯБОВА

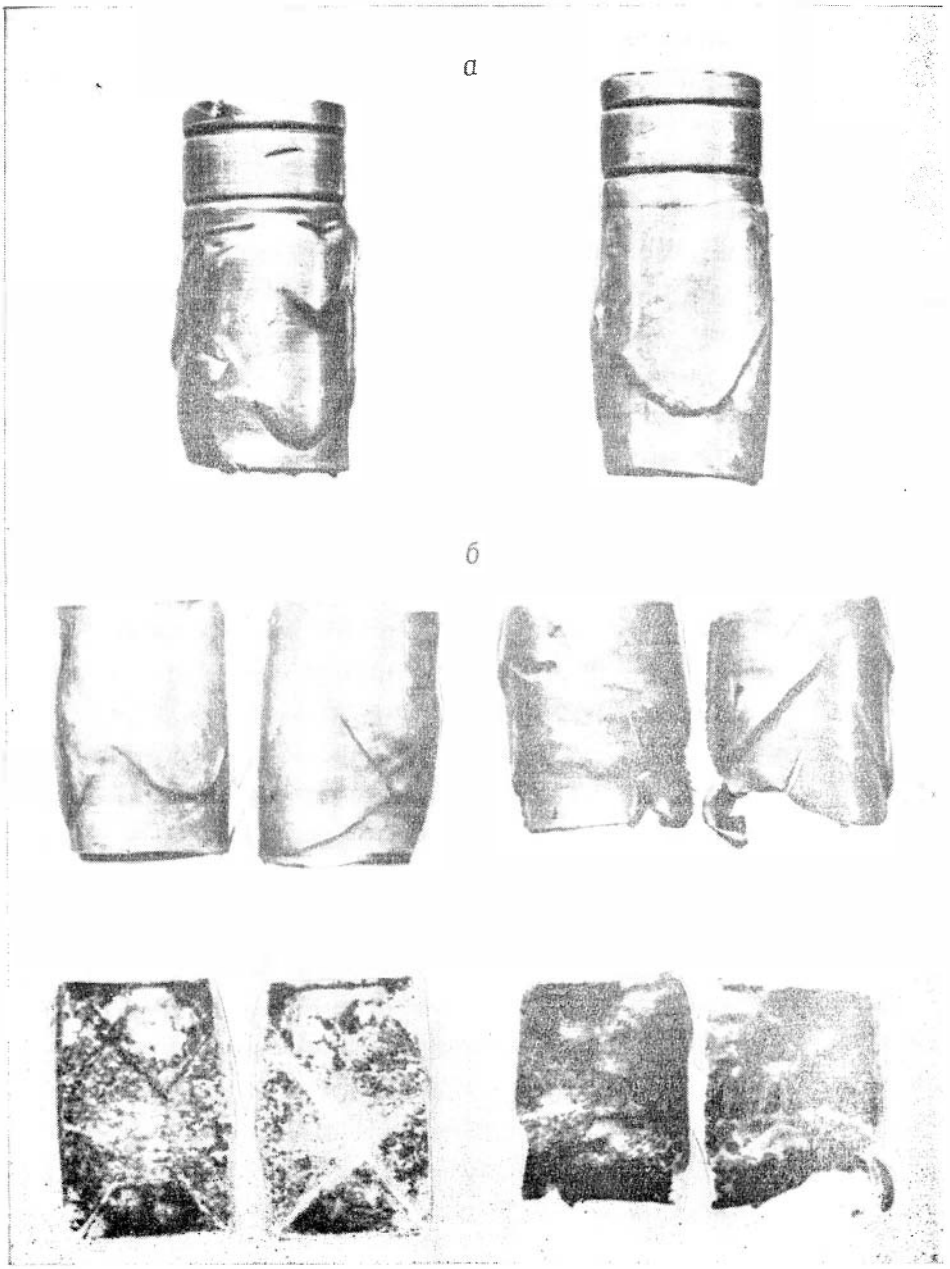


Фото 1. Хрупкие механические деформации пикритовых габбро-долеритов (обр. 22 и 23) из Талнахской интрузии (*а* — в медной упаковочной гильзе, *б* — в разрезе).

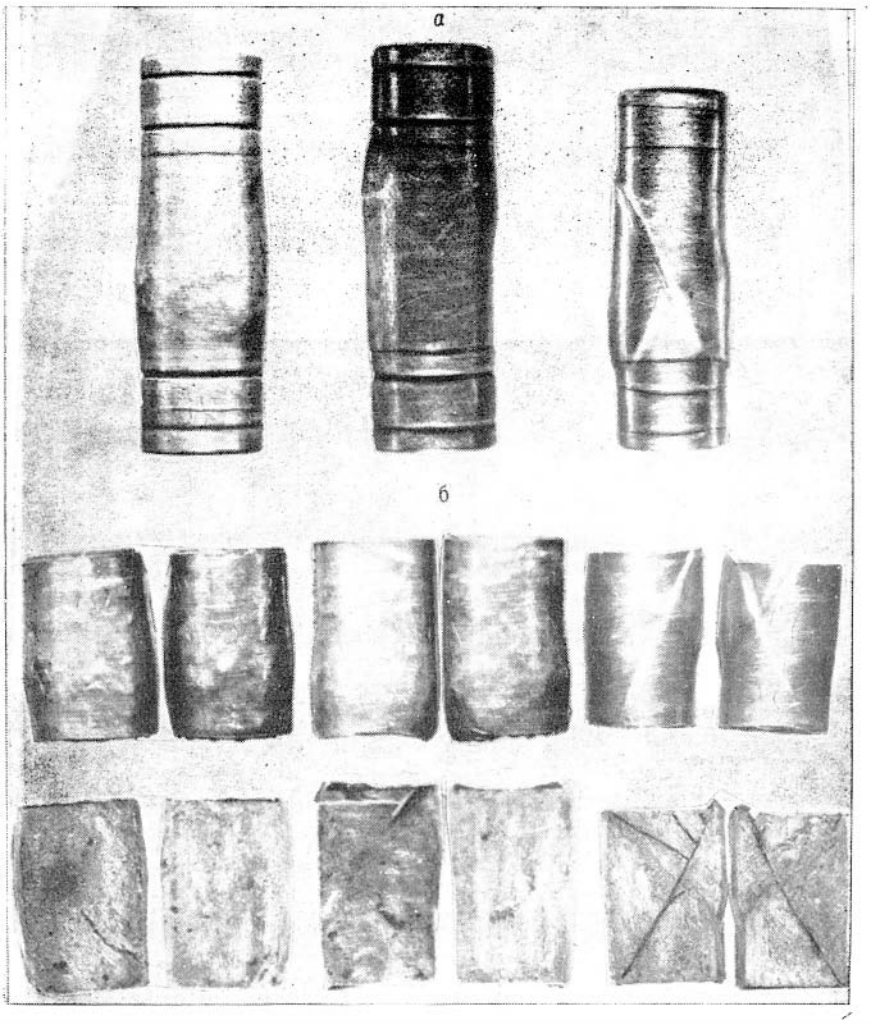


Фото 2. Механические деформации сплошных сульфидов (пирротин), платичные для обр. 20А и 21, хрупкая для обр. 28 (*а* — в медной упаковочной гильзе, *б* — в разрезе).

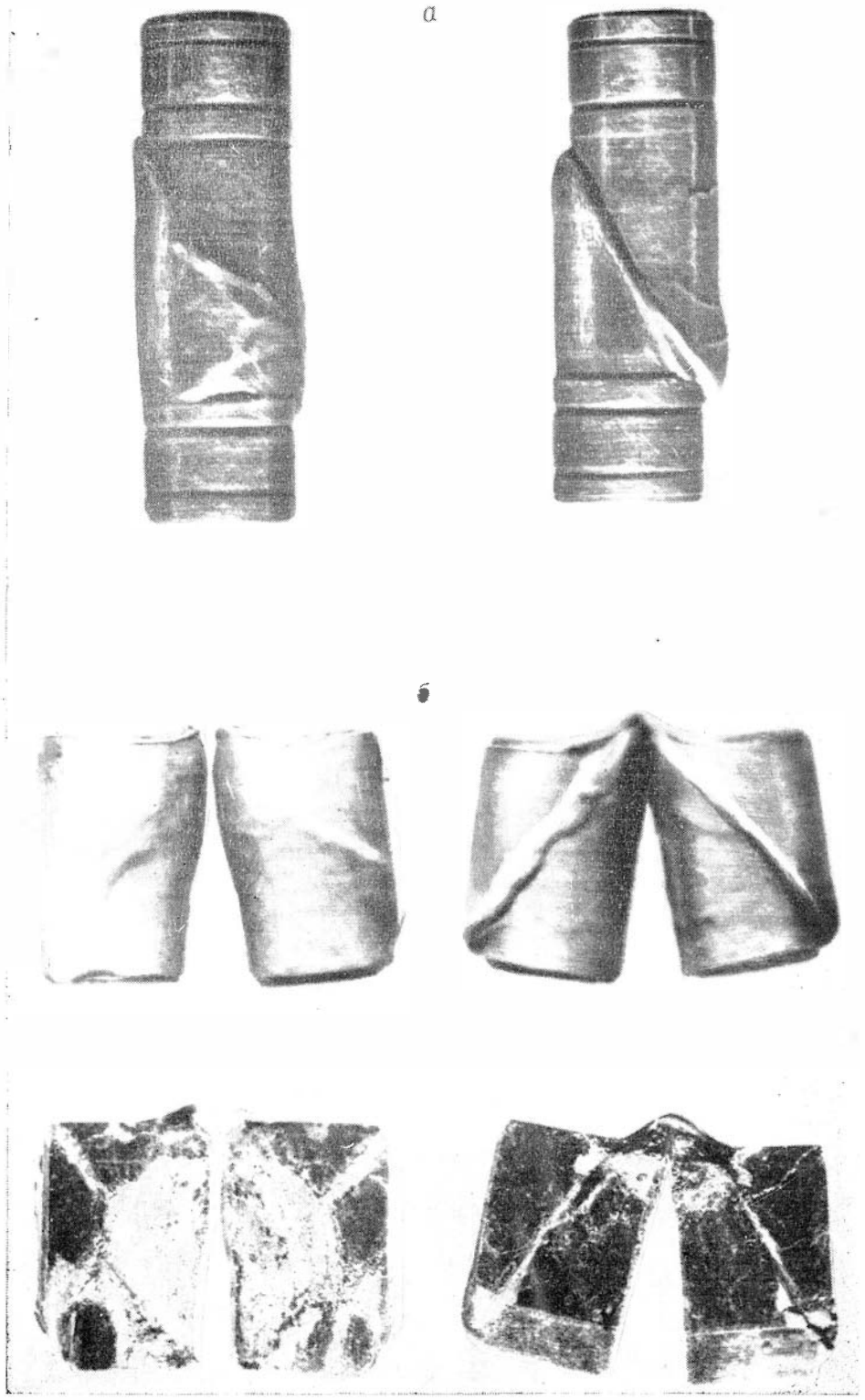


Фото 3. Механические деформации сульфидов (пирротин), включающих до 50% от общего объема реликтов метаморфизованной силикатной породы (обр. 24, 25) (*а* — в медной упаковочной гильзе, *б* — в разрезе).

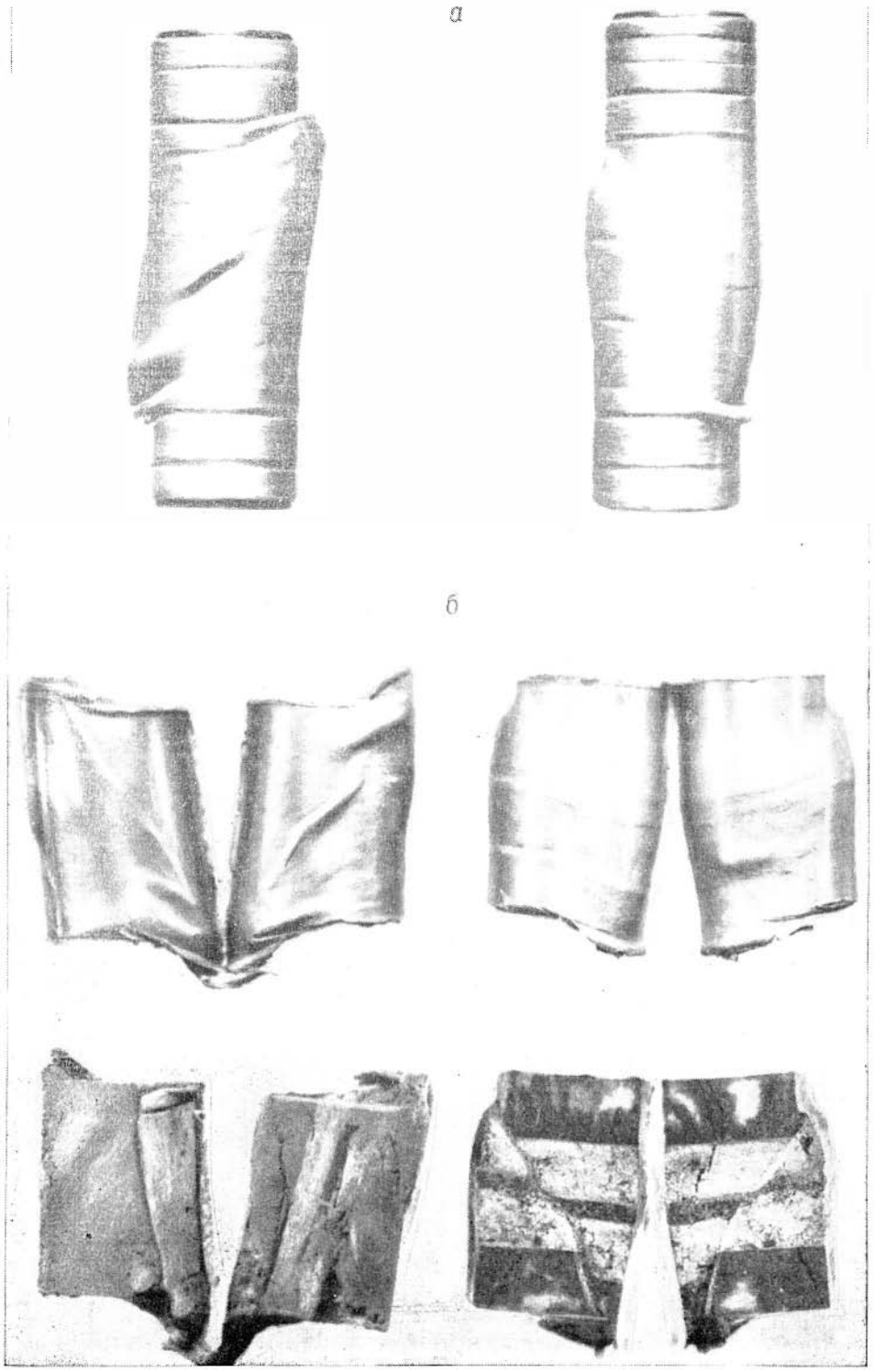


Фото 4. Механические деформации искусственно приготовленных образцов из переслаивающихся пластин сульфидов (пирротин) и безрудных долеритов (обр. 26 и 27) (*а* — в медной упаковочной гильзе, *б* — в разрезе).

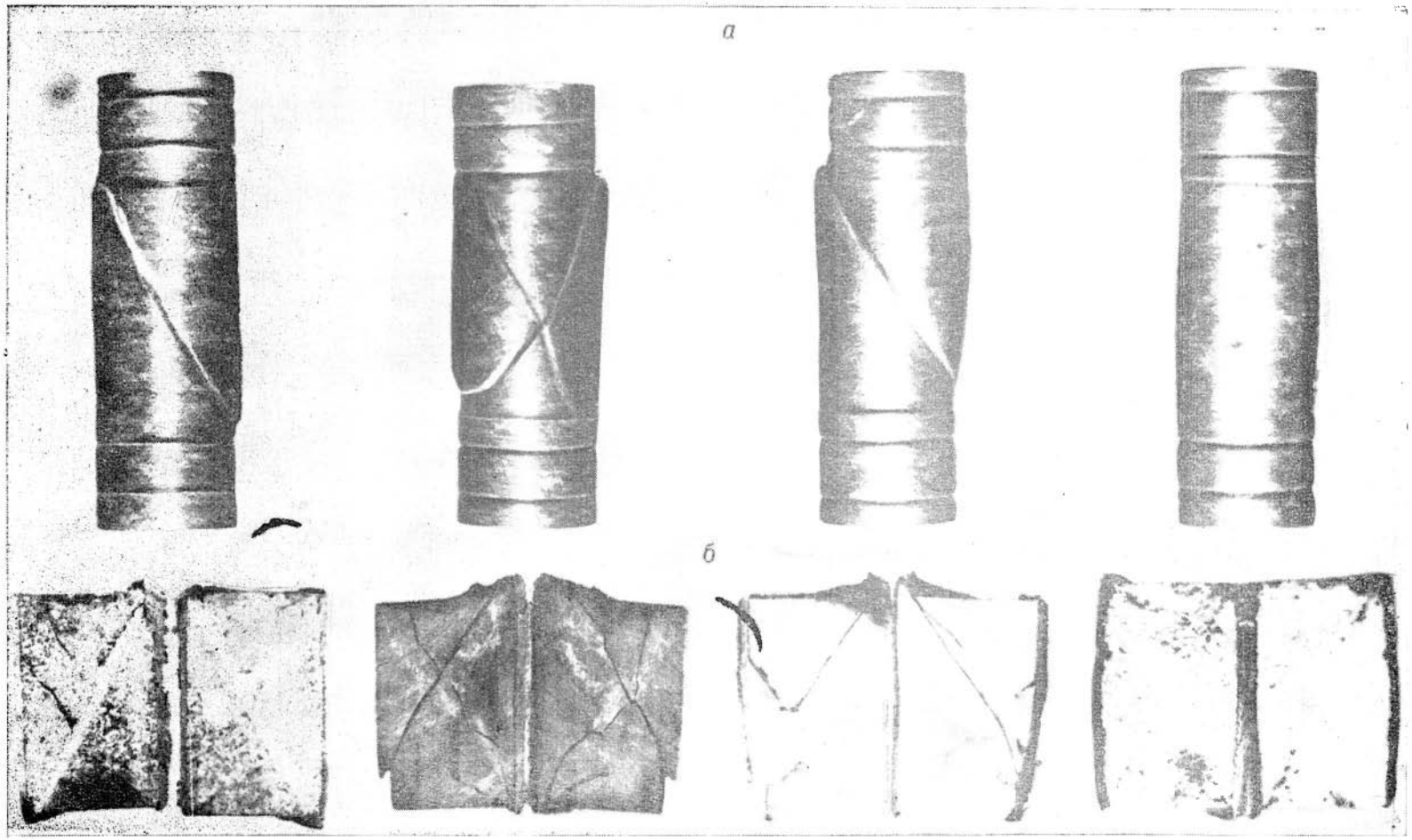


Фото 5. **Механические деформации** образцов интрузивного контактового габбро-долерита (обр. 52) и пород экзоконтакта: базальта (обр. 53), **доломита** (обр. 54) и среднезернистого полимиктового песчаника (обр. 55) (*а* — в медной упаковочной гильзе, *б* — в разрезе).

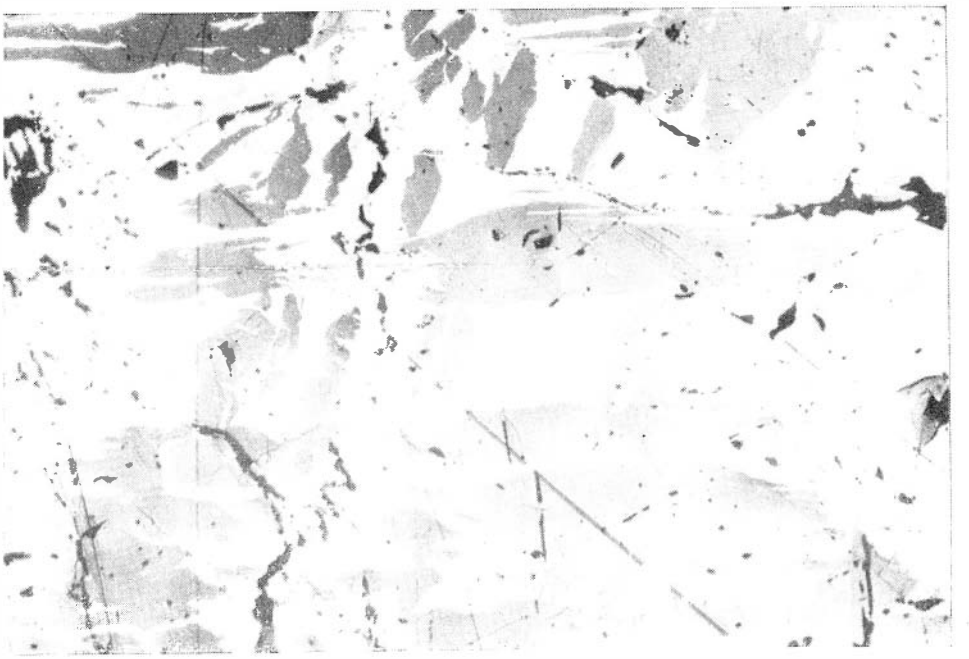


Фото 6. Двойникование в пирротине из сульфидной жилы, не подвергавшейся эксперименту, а претерпевшей природный динамометаморфизм. Обр К-41, увел. 35×, ник. +.

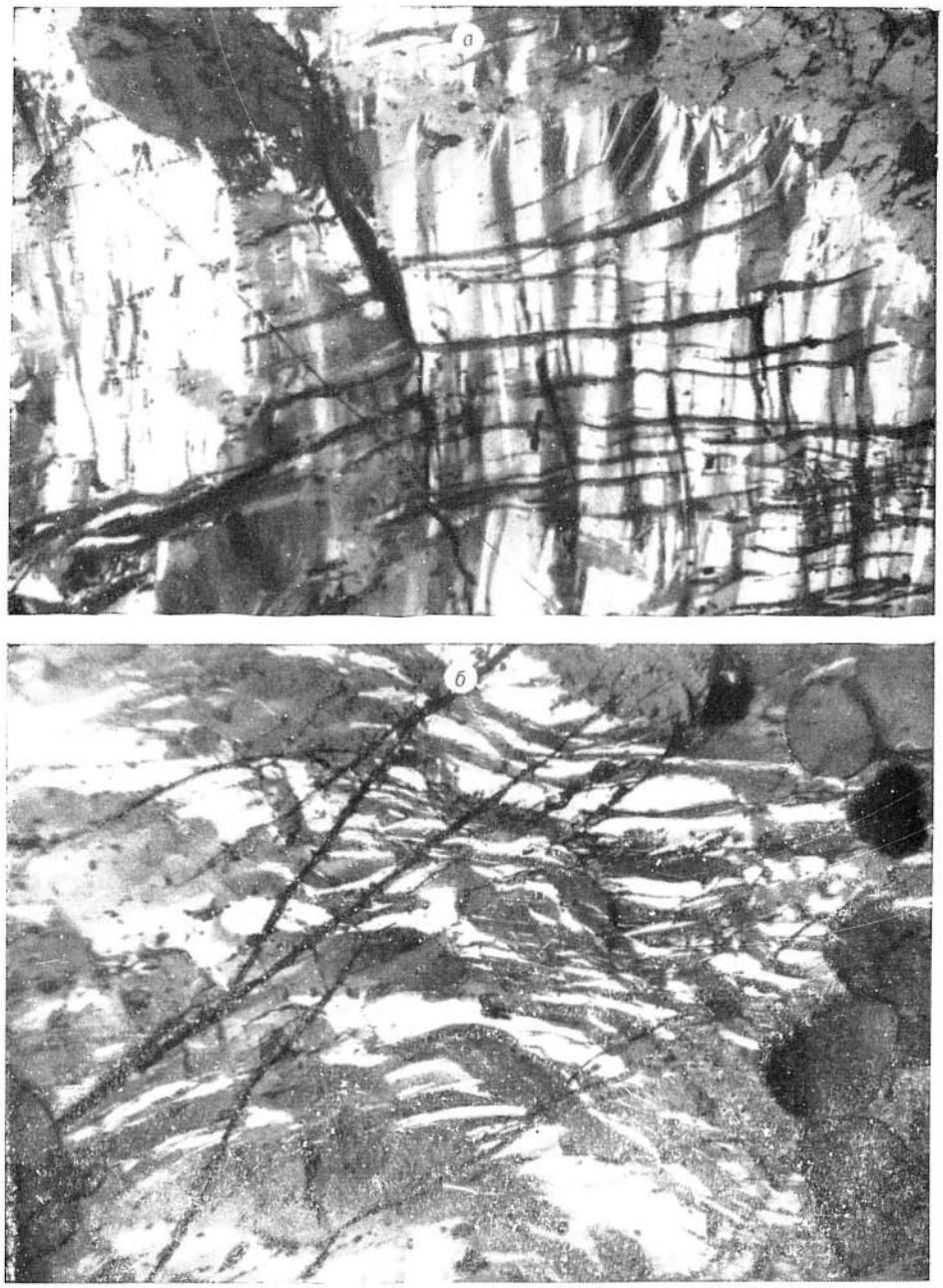
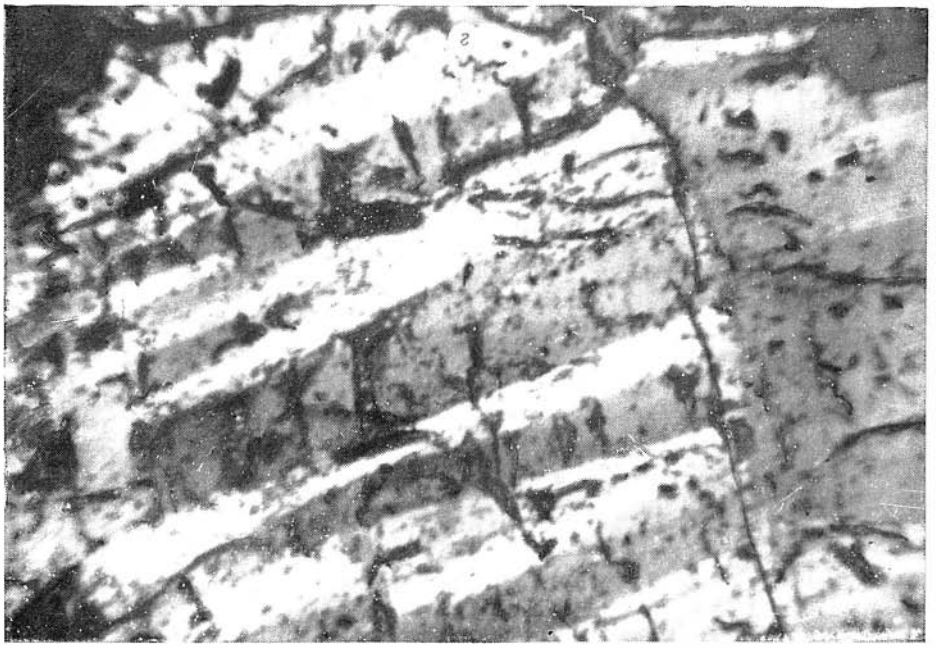
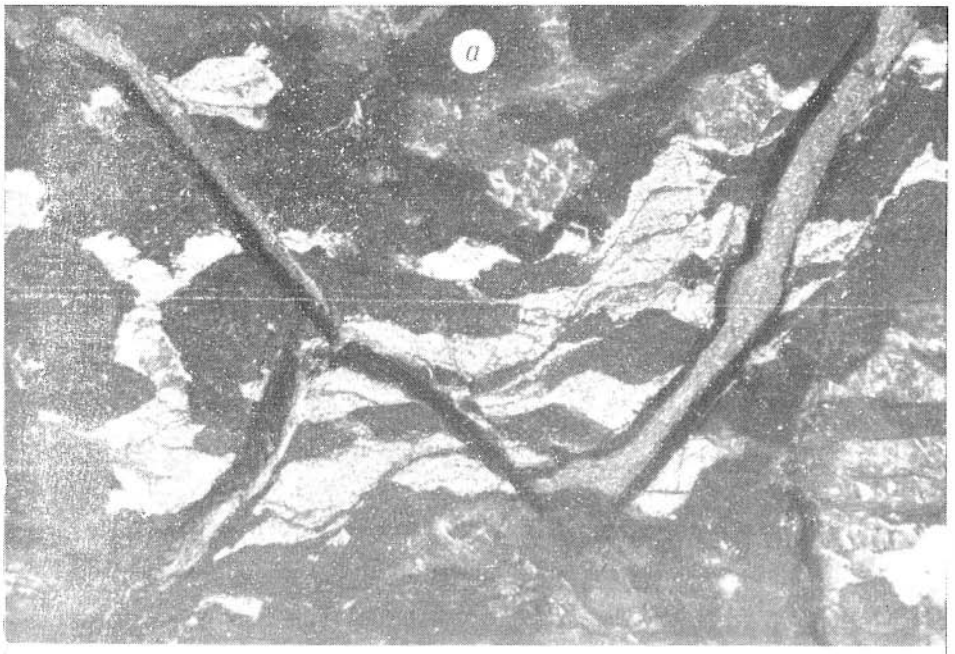


Фото 7. Особенности морфологии двойников



в пирротине, подвергнутом деформации.



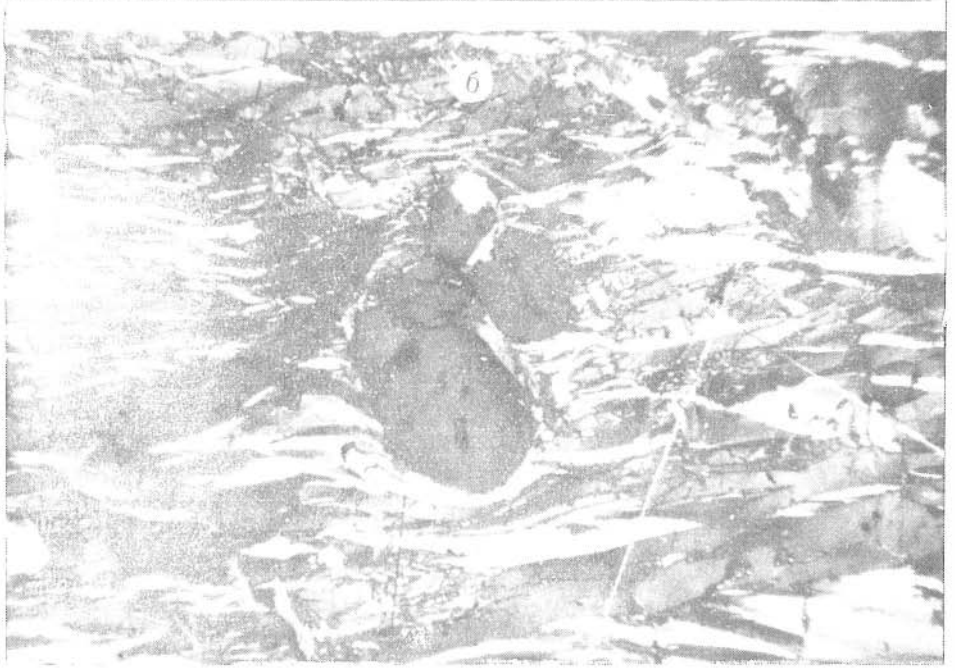


Фото 8. Некоторые особенности

а — пластическая деформация с изгибом сульфидного вкрапленника в пикритовом габбро-долерите пластичных зернах пирротина из сплошных сульфидов. Аншл. 27, увел. 30×, ник.||; *в* — фрагмент ник. ||; *г* — фрагмент фото 4 (обр. 27) — участок жилообразного новообразования

деформированных руд.

на пересечении сколовых трещин. Увел. 10×, ник. ||, шл. 23; *б* — деформационные двойники смятия в фото 4 (обр. 27) — участок пережима хрупкой пластины долерита среди сульфидов. Шл. 27, увел. 10×, сульфидов среди сплошных сульфидов. Аншл. 27, увел. 30×, ник.+.

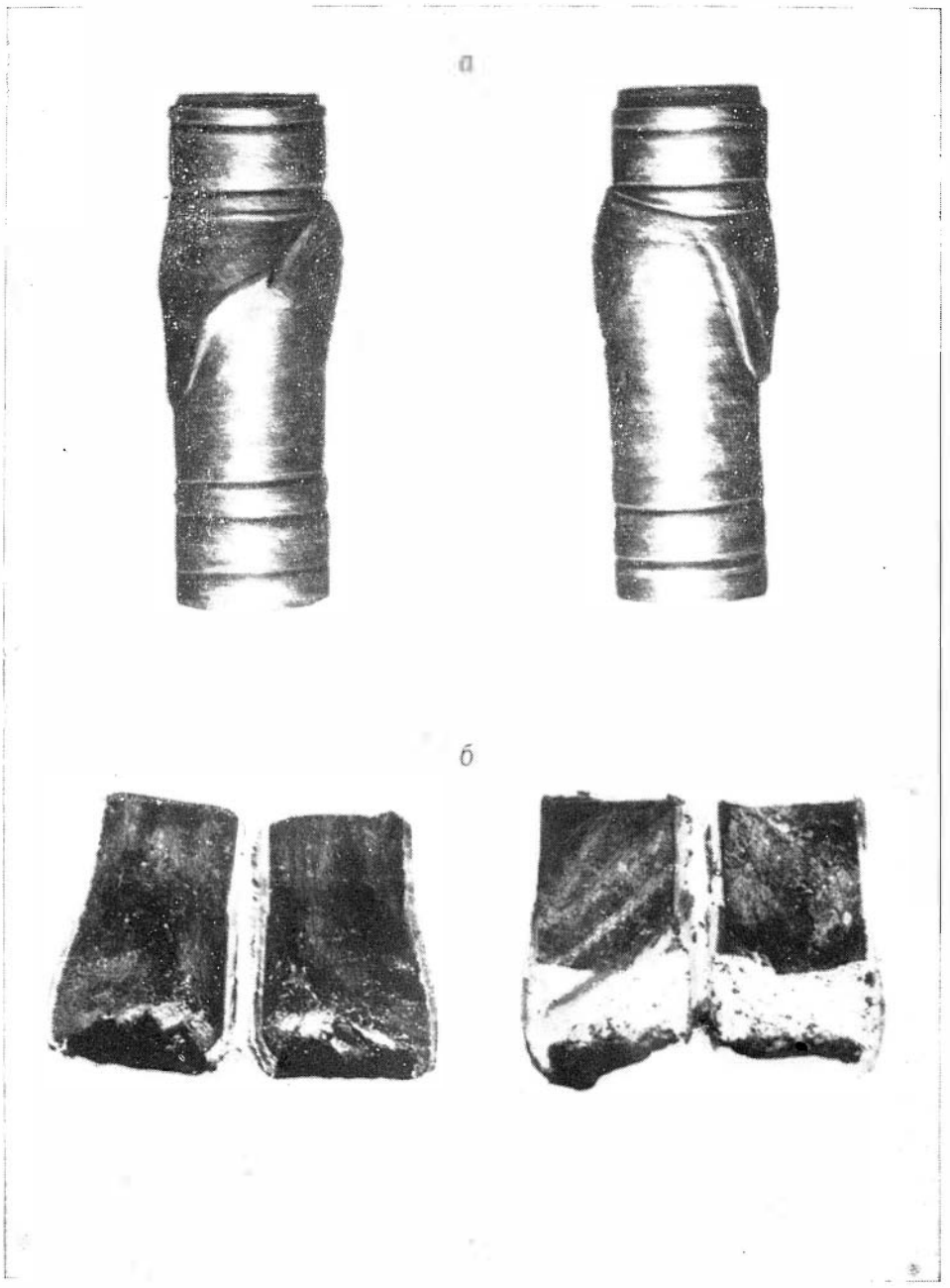
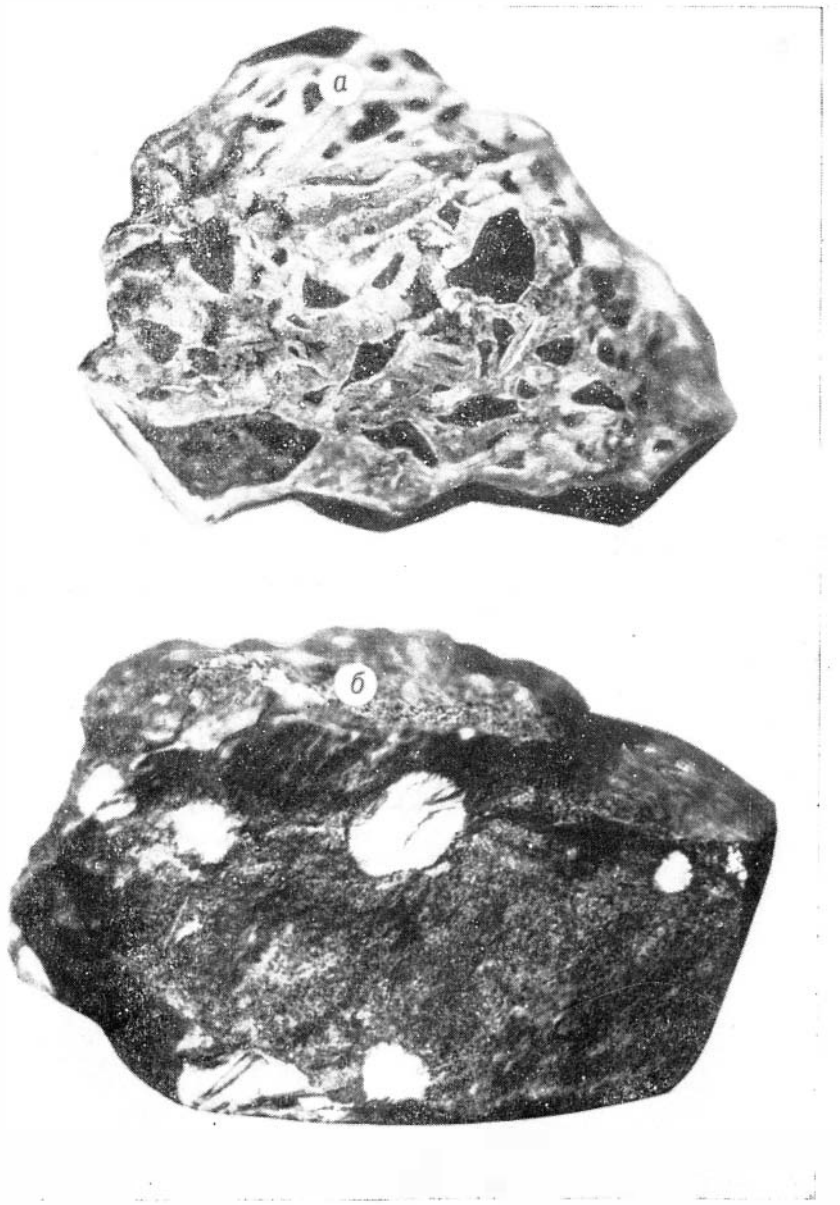
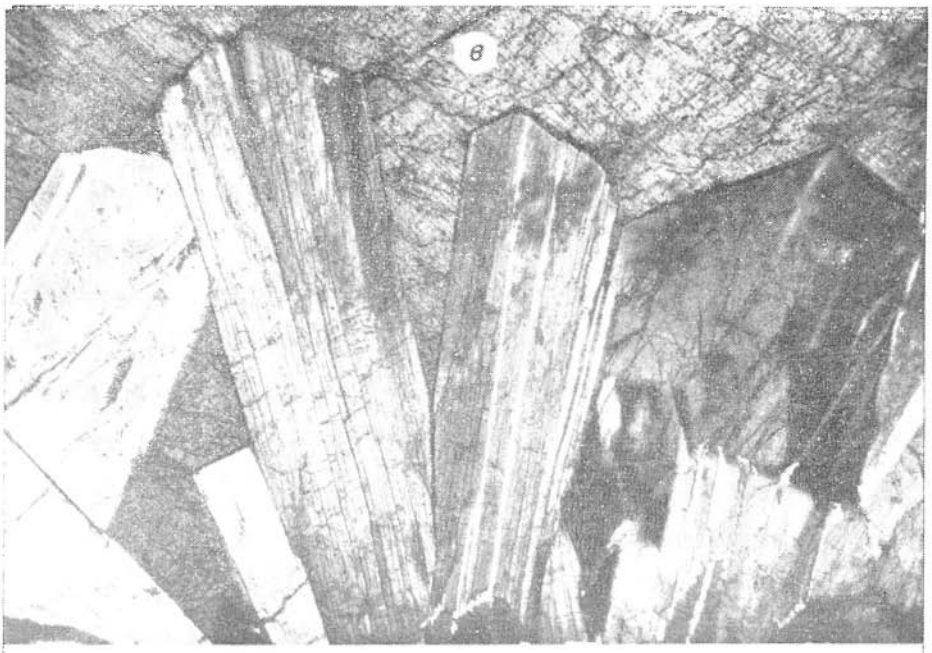
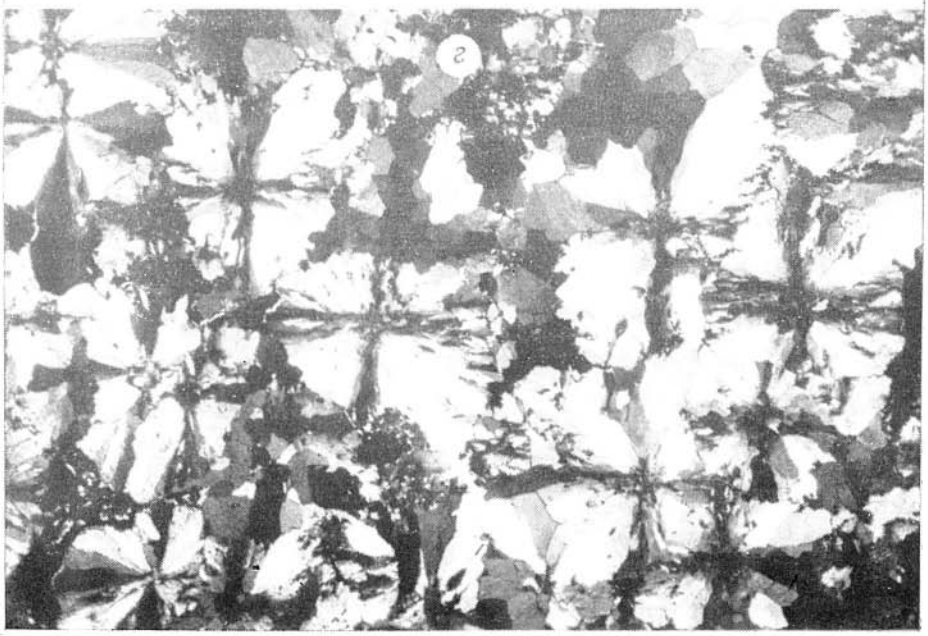


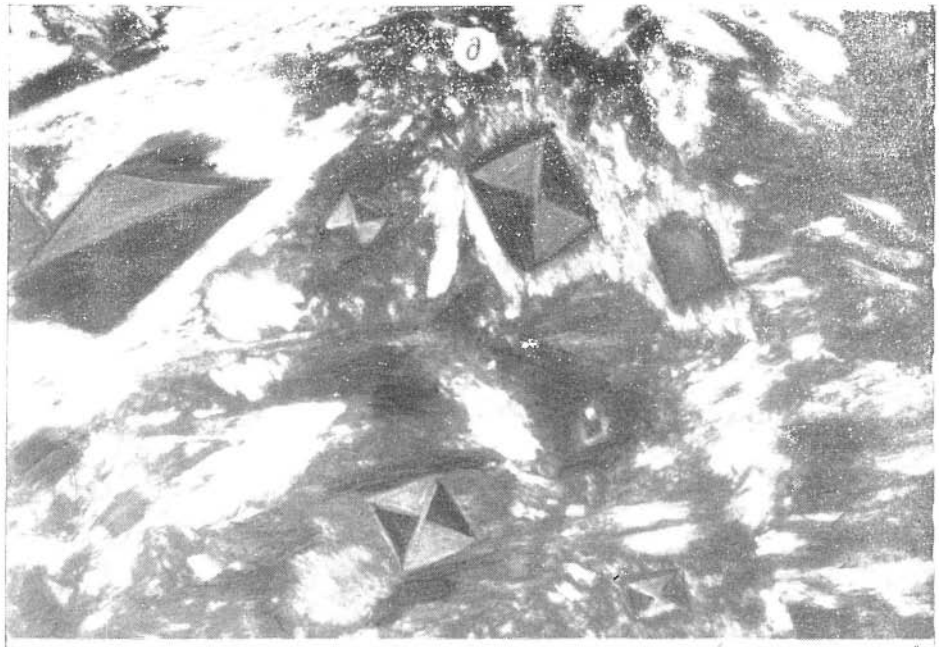
Фото 9. Механические деформации некоторых образцов «первично-магматических» руд при $T=500°C$ и $P_{бок}=2000$ бар (№ 51 — хромит, № 56 — титаномагнетит с оливинитом).

ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ К СТ. В. В. РЯБОВА, Т. А. КОРНЕВОЙ «О ЦЕОЛИТАХ...»

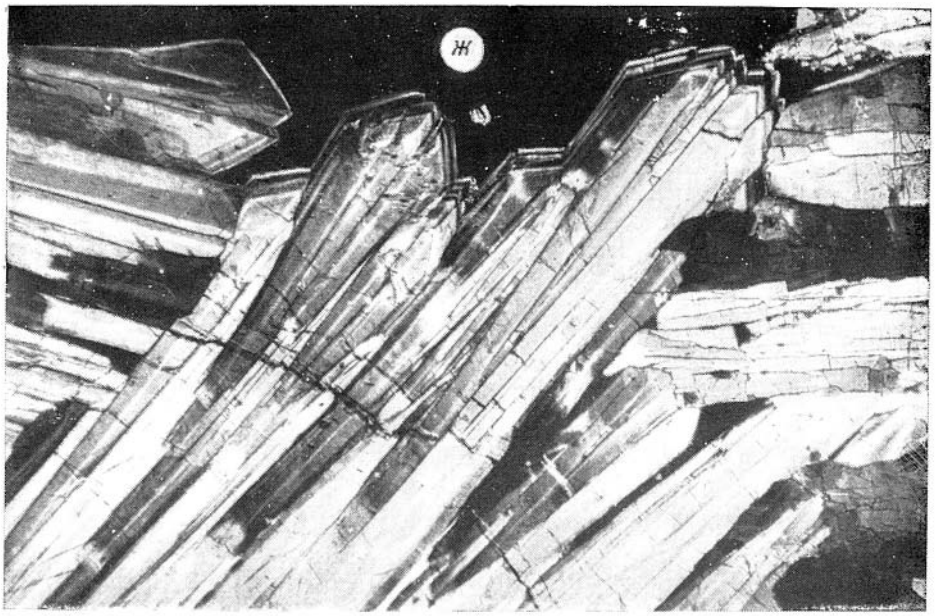



в


г


d

e



Цеолиты Норильского района.

а — наросты ломонтита на обломках базальтов из брекчии, г. Моронго, обр. М-56, уменьш. 1,5 раза; *б* — выполнение ломонтитом миндалин в базальтах р. Курейки, обр. 151, уменьш. 1,5 раза; *в* — наросты кристаллов стильбита на стенках измененного габбро-долерита в кальцитовом прожилке. Талнах, шл. К-69, увел. 45×, ник.+; *г* — поперечный срез друзы натролита с р. Курейки, шл. ЦК-3, увел. 40, ник.+; *д* — двойникованная структура в поперечных срезах мезолита с р. Курейки, шл. ЦК-1, увел. 65×, ник.+; *е* — цементирование радиально-лучистым сколецитом обломков базальтов с оз. Бокового, обр. БК-2, натур. величина; *ж* — кристаллы сколецита из миндалины в базальтах г. Путанной, шл. 72П, увел. 40×, ник.+.

СОДЕРЖАНИЕ

Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР 6
Леснов Ф. П., Прудовский Э. Л. Породообразующие минералы базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья 32
Васильев Ю. Р. Магнетиты и титаномагнетиты ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) 46
Васильев Ю. Р., Золотухин В. В., Коненко В. Ф. О генезисе титаномагнетит-оливиновых нодулярных образований в ультрабазитах интрузии Бор-Урях (север Сибирской платформы) 65
Вартанова Н. С. Пироксены из мезозойских щелочных гранитоидов Забайкалья 72
Леснов Ф. П., Симонова В. И. Распределение бора в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов 79
Золотухин В. В. Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах как околорудных изменениях, имеющих важное поисковое значение 93
Рябов В. В. Магнетиты из метасоматитов Талнахского рудного узла 113
Рябов В. В., Корнева Т. А. Некоторые вопросы минералогии хлоритов и хлоритоподобных минералов Норильского района 126
Золотухин В. В. О некоторых спорных вопросах рудообразования 140
Сотников В. И., Проскуряков А. А., Викторов В. Ф. Эксплозивные брекчии Алмалыкского рудного района, их минерало-геохимические особенности и условия образования 154
Кочеткова К. В. Сидериты колчеданного свинцово-цинкового Озерного месторождения (Западное Забайкалье) 162
Кочеткова К. В. Условия образования сульфатов на колчеданном свинцово-цинковом Озерном месторождении (Западное Забайкалье) 171
Золотухин В. В., Ушаков Г. Д., Рябов В. В. О вероятном механизме образования норильских сульфидных «жил внедрения» (экспериментальное исследование) 176
Борисенко А. С., Оболенский А. А. Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия их образования (на примере Алтае-Саянской складчатой области и Монголии) 193
Рябов В. В., Корнева Т. А. О цеолитах Норильского района (северо-запад Сибирской платформы) 208
Приложение. Фотоиллюстрации 225

CONTENTS

Agafonov L. V., Lesnov F. P., Pinus G. V. Pyroxenes of Basite-Hyperbasitic associations of N. E. USSR 6
Lesnov F. P., Prudovsky E. L. Rock — forming Minerals of Basite — Hyperbasitic Plutones of W. Transbaykalia 32
Vasyliev Yu. R. Magnetites and Titanomagnetites of the Ultrabasic Intrusions of Maimecha-Kotui Area (North of Siberian Platform) 46
Vasyliev Yu. P., Zolotukhin V. V., Konenko V. F. On Genesis of Titanomagnetite-Olivine Nodular Rocks and Ultrabasites of Bor-Uryakh Intrusion (North of Siberian Platform) 65
Vartanova N. S. Pyroxenes from Mesozoic Alkaline granitoids of Transbaykalia 72
Lesnov F. P., Simonova V. I. Distribution of Boron in Plagioclases from Basite — Hyperbasitic Plutons 79
Zolotukhin V. V. On High-Fe Associations of Metacomatic Minerals in Norilsk Ores 93
Ryabov V. V. Magnetites from Metasomatites of Talnakh Ore Node 113
Ryabov V. V., Korneva T. A. Some Problems of Mineralogy of Chlorites and Chlorite — Type Minerals of Norilsk Area 126
Zolotukhin V. V. On Some Disputable Problems of Ore Formation 140
Sotnikov V. I., Proskuryakov A. A., Viktorov V. F. Explosive Breccias of Almalik Ore Region, Their Mineral and Chemical Peculiarities and Conditions of Formation 154
Kochetkova K. V. Syderite of Cynnabar Pb Deposit "Ozernoe" (W. Transbaykalia) 162
Kochetkova K. V. Conditions of Formation of Sulphatic Rocks in Cynnabar Pb — Zn Deposit "Ozernoe" (W. Transbaykalia) 171
Zolotukhin V. V., Ushakov G. D., Ryabov V. V. On Probable Mechanism of Formation of Norilsk Sulphidic "Intrusion Veins" (Experimental Study) . . . 176
Borisenko A. S., Obolensky A. A. Mineral Types of Listvenites and Physico — Chemical Conditions of Their Formation (Exemplified by Altai — Sayan Fold Area and Mongolia) 193
Ryabov V. V., Korneva T. A. On Zeolites of Norilsk Area (North — Western Siberian Platform) 208
Appendix. Figures 225

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Том IX

Ответственный редактор
Владимир Степанович Соболев

Редакторы *И. П. Зайцева, Л. И. Замулло*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректор *В. К. Тришина*

Сдано в набор 16 мая 1975 г. Подписано в печать 2 февраля 1976 г. МН 01505. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 2. 14 печ. л.+2,5 печ. л. на мел. бум.=23,1 усл. печ. л.+1 вкл., 23 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 538. Цена 2 р. 63 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 549.642

Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР. Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 6—31.

В статье собраны и обобщены данные о химическом составе, оптических свойствах и параметрах элементарной ячейки ортопироксенов и клинопироксенов из всех важнейших разновидностей пород базит-гипербазитовых ассоциаций, развитых в пределах Чукотки, Корякии и Камчатки. В общей сложности приводятся результаты 111 химических анализов пироксенов, в том числе 44 анализа публикуются впервые. Особый интерес представляют данные по 24 парам сосуществующих пироксенов и дунитов из лерцолитов, вебстеритов и габбро-норитов. Илл. 3, табл. 9, библ. 11.

УДК 549.642+655+2

Породообразующие минералы базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья. Леснов Ф. П., Прудовский Э. Л. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука» 1976, с. 32—45.

В статье изложены результаты изучения плагиоклазов, оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов семи базит-гипербазитовых плутонов с помощью оптического, химического и рентгенометрического анализов. Приведены данные 44 новых химических анализов минералов. Показано, что состав минералов, определенный с помощью оптических методов, заметно отличается от состава, определенного химическим анализом. Для ряда образцов троктолитов изучен состав сосуществующих плагиоклаза и оливина. Дано краткое описание каждого из семи плутонов. Их формирование проходило в два этапа: вначале внедрились гипербазиты, затем габброиды. Последние во многих случаях оказывали интенсивное воздействие на гипербазиты, в результате чего сформировались гибридные базит-гипербазитовые породы. Илл. 3, табл. 6, библ. 17.

УДК 521.31+552.18

Магнетиты и титаномагнетиты ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы). Васильев Ю. Р. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 46—64.

Рассматриваются условия нахождения магнетитов и титаномагнетитов в ультраосновных породах сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского района. Различия в химическом составе и содержании элементов-примесей в этих минералах, взаимоотношения с другими минералами и наблюдаемые парагенезисы свидетельствуют о принадлежности их к двум генетическим группам: магматическим (в меймечитах, перидотитах и дунитах Гулинского плутона) и метасоматическим (в пироксенитах Гулинской интрузии и в оливинитах других массивов). Илл. 3, табл. 5, библ. 27.

УДК 521.31+552.18

О генезисе титаномагнетит-оливиновых нодулярных образований в ультрабазитах Бор-Уряхской интрузии (север Сибирской платформы). Васильев Ю. Р., Золотухин В. В., Коненко В. Ф. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 65—71.

В результате детальных исследований титаномагнетит-оливиновых нодулярных образований в оливинитах интрузии Бор-Урях установлено, что ритмично-зональное строение нодулей является результатом метасоматического преобразования брекчированных оливинитов в процессе постмагматического рудоотложения. Илл. 3, табл. 1, библ. 19.

УДК 549.642

Пироксены из мезозойских щелочных гранитоидов Забайкалья. Вартанова Н. С. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 72—78.

В статье приведены данные по химическому составу пироксенов щелочных гранитоидов, установлена принадлежность их к диопсид-геденбергит-эгириновому ряду. Пироксены бедны чермакитовым и жаденитовым компонентами и недосыщены натрием, в составе диопсид-геденбергитового компонента преобладает геденбергит. От ранних фаз становления массивов к поздним пироксены обогащаются эгириновым компонентом. В отдельных массивах пироксены в породах первой фазы соответствуют по составу пироксенам щелочных габброидов. На основе сопоставления железистости пироксенов с железистостью вмещающих пород и составом минералов, находящихся в парагенезисе с пироксенами, выделены фации глубинности щелочных гранитоидов. Илл. 5, табл. 4, библ. 5.

УДК 550.42 : 546.27 : 549.651 : 2 : 539.26 : 543.422.4

Распределение бора в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов. Леснов Ф. П., Симонова В. И. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 79—92.

Изучено распределение бора в плагиоклазах преимущественно битовнит-анортитового состава из 30 базит-гипербазитовых плутонов ряда складчатых областей, расположенных в европейской и азиатской частях СССР, всего 120 анализов. В 108 пробах содержание бора не превышает 10 г/т и в среднем составило 5,9 г/т при коэффициенте вариации 37%. В этой выборке распределение бора подчиняется нормальному закону. Остальные пробы характеризуются повышенными содержаниями бора, иногда достигающими 70 г/т, что связано с процессами интенсивного эпигенетического изменения, которому подверглись эти плагиоклазы. На этом основании сделан вывод о том, что количество бора, изоморфно входящего в плагиоклазы битовнит-анортитового состава, обычно не превышает 10 г/т. Установлено, что в исследованных плагиоклазах концентрации бора имеют обратно пропорциональную зависимость от содержания анортитового компонента и прямо пропорциональную — от содержания альбитового и ортоклазового компонентов. Илл. 4, табл. 6, библ. 26.

УДК 553 : 22/31

Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах. Золотухин В. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 93—112.

Помимо обычных нерудных метасоматических минералов, сопровождающих оруденение норильского типа и имеющих железистость нормального характера, в последнее время обнаружены аналогичные минералы со специфической высокой железистостью, чаще всего в сплошных сульфидных рудах. К ним относятся гранат, клинопироксен (типа феррнавгита), биотит, а также фаялит. Помимо них, в рудах обнаружены также высокожелезистые хлорит, пренит, пумпеллиит, феррогастингсит.Выделены ассоциации, сопровождающие пирротин (более высокотемпературные) и халькопирит (менее высокотемпературные). Построение ряда мультисистем для подвижных компонентов позволяет говорить о том, что возникновение природных парагенетических ассоциаций с пирротином сопровождается общим понижением ммCaO, O_2S и некоторым повышением мм щелочей, Mg и H_2O (снижение температуры), возникновение ассоциации с халькопиритом — понижением ммCaO, MgO, K_2O и возрастанием ммNa_2O, S, CuO, H_2O (понижение температуры) и O_2 (особенно заметным в пумпеллиитсодержащих парагенезисах). Возникновение ассоциаций высокожелезистых нерудных минералов совместно с сульфидами фиксирует условия стадии интенсивного рудообразования, которая является частью общего постмагматического процесса. Генетическая связь этих минералов с рудами, с одной стороны, еще раз доказывает метасоматическую природу самого сульфидного оруденения норильского типа, а с другой — позволяет расценивать их как несомненные «околорудные изменения», имеющие важное поисковое значение. Илл. 4, табл. 4, библ. 28.

УДК 549.731.1(571.511—14 Талнахское)

Магнетиты из метасоматитов Талнахского рудного узла. Рябов В. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 113—125.

Приводится характеристика окиснорудных минералов из сульфидных медно-никелевых месторождений Талнаха. Основное внимание уделяется магнетитам, среди которых выделяются позднемагматический и метасоматический типы. Первые представлены рядом минералов от титаномагнетитов до хромшпинелидов, состав которых находится в зависимости от химизма (щелочно-кремнекислые — магнезиальные) вмещающих габбро-долеритов. Вторые — близки по составу между собой и отвечают стехиометрической формуле собственно магнетитов. Наиболее полная характеристика дается для метасоматического типа магнетитов. Устанавливается кристаллизация магнетита на всем протяжении метасоматического процесса с приуроченностью наибольших концентраций минерала к заключительным этапам известковой стадии метасоматоза. Приводятся химические анализы, параметры элементарной ячейки и термика метасоматических магнетитов. Илл. 3, табл. 2, библ. 19.

УДК 549.62+519.25(571.511)

Некоторые вопросы минералогии хлоритов и хлоритоподобных минералов Норильского района. Рябов В. В., Корнева Т. А. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 126—139.

В статье рассматриваются особенности проявления и химизма хлоритов и хлоритоподобных минералов Норильского района. Под термином «хлоритоподобные минералы» понимаются минералы, которые в полевых условиях и под микроскопом обычно диагностировались как хлориты, и только детальные исследования позволили установить их необычный состав и свойства, отличающие их от типичных хлоритов. Хлоритоподобные минералы представлены разбухающими минералами типа хлорит-монтмориллонита, хлорит-вермикулита и др. Для них характерны повышенные содержания кремнезема, кальция, щелочей и адсорбционной влаги и пониженные — глинозема и H_2O^+. Приводится 32 химических анализа. Рассматриваются сходные с этими минералами по структуре сапониты и нонтроиты. Статья является первым этапом комплексного исследования хлоритоподобных минералов Норильского района. Результаты рентгенометрического, термического анализов и ИКС предполагается опубликовать в следующей работе. Илл. 2, табл. 3, библ. 8.

УДК 553.21/24

О некоторых спорных вопросах рудообразования. Золотухин В. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 140—153.

Свойства сульфидов металлов, найденные в лабораторных условиях, проявляются и в процессах природного сульфидообразования, что позволяет сделать замечания по некоторым спорным вопросам рудообразования. Не имеет определенного решения, в частности, вопрос о кислотности — щелочности растворов, из которых осаждаются рудообразующие сульфиды. Сульфиды катионов III аналитической группы осаждаются лишь в слабощелочных и нейтральных средах и не могут выделяться из кислых растворов. Сульфиды катионов IV группы, таких как Cu^{2+}, Pb^{2+}, Ag^{+}, осаждаются как в нейтральных, щелочных, так и в кислых средах. Сульфиды катионов V аналитической группы осаждаются только из кислых растворов. Эти свойства сульфидов металлов проявляются и в природных процессах сульфидообразования, лишь требуя некоторых корректив для высокотемпературных условий. Последовательность относительной растворимости сульфидов в нейтральных и кислых растворах отвечает последовательности возникновения сульфидов в рудах, что как будто бы исключает щелочную среду растворов, так как для нее имеет место обратная последовательность элементов в ряду растворимости. В общем случае следует говорить не об «осаждении» сульфидов в рудах метасоматического типа, а о замещении более растворимых сульфидов менее растворимыми. Подчеркивается значение меняющейся кислотности — щелочности растворов, справедливость теоретических положений Д. С. Коржинского (1953, 1956 и т. д.), связывающих активность ионов и pH раствора, большое значение применения правила Ле-Шателье в теоретических вопросах рудообразования. Илл. 4, табл. 1, библ. 39.

УДК 553.462:575.1)

Эксплозивные брекчии Алмалыкского рудного района, их минерало-геохимические особенности и условия образования. Сотников В. И., Проскуряков А. А., Викторов В. Ф. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 154—161.

В пределах Алмалыкского рудного поля штокообразные, дайкообразные и линзообразные тела эксплозивных брекчий приурочены к зонам разломов и локализуются преимущественно в эндо-, экзоконтактах и апикальных частях интрузий гранодиорит-порфиров рудоносного субвулканического комплекса. Обломочная часть брекчий представлена вмещающими породами. Цементом служит тонкоподробленная масса тех же пород, в различной степени гидротермально измененных. Среди новообразованных минералов в брекчиях преобладают минеральные соединения железа и минералы с повышенным содержанием летучих. На участке Джаныбек (южный фланг месторождения Кальмаккыр), согласно данным термометрии газово-жидких включений, формирование эксплозивных брекчий осуществлялось при активном участии летучих и высококонцентрированных (до 50% NaCl и KCl) хлоридных растворов при температурах 750—700°С и давлениях, достигавших 2—3 тыс. атм. Предполагается перенос Mo в форме летучих хлоридных соединений на ранней высокотемпературной стадии формирования эксплозивных брекчий, что подтверждается анализами водных вытяжек. Илл. 1, табл. 6, библ. 6.

УДК 549.742.114(571.54)

Сидериты колчеданного свинцово-цинкового Озерного месторождения (Западное Забайкалье). Кочеткова К. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 162—170.

Описаны два генетических типа сидеритов: 1) осадочные в колчеданно-сидеритовых ритмитах и 2) гидротермально-метасоматические, образующие сидеритовые залежи. Парагенезисы для первого типа — сидерит — колчедан (пирит, сфалерит, галенит), гидрослюда — кварц, текстуры тонкоритмично-полосчатые и тонкозернистые до криптозернистого сложения, для второго типа — сидерит — барит — мусковит, кварц и наложенные хлорит — магнетит — сульфиды, текстуры массивные, пятнистые, яснокристаллическое сложение. Приведены кривые нагревания и ИКС, данные химических анализов на микрозонде. По составу сидериты — промежуточные разности изоморфных рядов сидерит — родохрозит и сидерит — магнезит. Илл. 4, табл. 1, библ. 13.

УДК 549.761.34+549.761.21(571.54)

Условия образования сульфатов на колчеданном свинцово-цинковом Озерном месторождении (Западное Забайкалье). Кочеткова К. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 171—175.

На месторождении широко развит барит и редко гипс. Барит образует самостоятельные тела жильного типа вдоль тектонических нарушений, пространственно совпадающие с залежами сидеритов. В туфах и туфобрекчиях он образует вкрапленность и ветвистые по форме прожилки мощностью не более 1 мм. В колчеданных рудах барит встречается в виде прожилков вдоль разрывных нарушений, в слоистых же колчеданных свинцово-цинковых рудах он очень редок. В них он образует микрополосчатого сложения барит-сидерит-пиритные участки с перекристаллизацией пирита в более крупнозернистый агрегат. Границы между пиритными и баритовыми полосами постепенные. Генезис баритовых тел гидротермально-метасоматический. Гипс образует линзовидные и линейные по форме прожилки мощностью 3,5 мм в колчеданных рудах и вмещающих их породах: туффитах, туфах кислого состава и известняках. Отмечался на глубоких горизонтах. Чаще встречается в зоне окисления как вторичный минерал в результате переотложения. Илл. 1, табл. 1, библ. 11.

УДК 551.240.089 : 553.21

О вероятном механизме образования норильских сульфидных «жил внедрения» (экспериментальное исследование). Золотухин В. В., Ушаков Г. Д., Рябов В. В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 176—192.

Эксперименты в условиях температур 500°С, всесторонних давлений 500, 1000 и 2000 бар над деформационной системой сульфиды (пирротин) — интрузивная порода показали при стрессе пластичное состояние сульфидов и хрупкое разрушение вмещающих пород. Делается вывод о том, что при стрессовых нагрузках в остывающей интрузии более пластичный (сульфидный) материал будет «залечивать» трещины механических нарушений в хрупких интрузивных породах. Высказывается предположение, что наиболее вероятным источником сульфидного материала для этого могут быть скопления сплошных сульфидов метасоматических «жил замещения». Высказанные соображения авторы склонны положить в основу объяснения механизма формирования сульфидных «жил внедрения» норильского типа. Илл. 13, табл. 1, библ. 21

УДК 553. 24.065

Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия их образования на примере Алтае-Саянской складчатой области и Монголии. Борисенко А. С., Оболенский А. А. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 193—207.

На основании детального изучения минерального состава лиственитов Горного Алтая, Тувы, Монголии выделяется 10 минеральных типов этих пород: турмалиновый, слюдистый, хлоритовый, тальковый, альбитовый, каолинитовый, гидрослюдистый, диккит-гидрослюдистый, апофиллитовый, монтмориллонит-серпентинитовый. Методами минералотермометрических исследований изучены физико-химические условия образования лиственитов. Установлено, что они формируются в интервале температур 325—75°С при воздействии на серпентинит концентрированных хлоридно-карбонатных или карбонатных растворов, содержащих значительные концентрации углекислоты (до 25—30 вес. %). Наиболее высокотемпературными лиственитами являются турмалиновые, слюдистые, отчасти каолинитовые (325—200°). К низкотемпературным лиственитам относятся гидрослюдистые, диккит-гидрослюдистые, апофиллитовые, монтмориллонит-серпентиновые. Тальковые и хлоритовые листвениты образуются в довольно широком диапазоне температур (300—100°С). В статье рассмотрена связь ртутного и золото-сульфидного оруденения с лиственитами. Установлено, что оруденение локализуется лишь в лиственитах, образующихся при определенных температурах (золото-сульфидное — 325—200°С, ртутнорудное — 200—100°С), характеризующихся определенными минеральными ассоциациями. Табл. 2, библ. 24.

УДК 549.742.111(571.5)

О цеолитах Норильского района (северо-запад Сибирской платформы). Рябов В. В., Корнева Т. А. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 208—224.

Статья посвящена сводной минералогической характеристике цеолитов из гидротермально-метасоматических образований, связанных с эффузивными и интрузивными траппами Норильского района. Приводятся детальное описание и микроскопия, химизм, ИКС, термография 29 образцов ломонтит-леонгардитов, стильбитов, мезолитов, сколецитов, томсонитов и натролита. Илл. 4, библ. 5.