

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ФИЛИАЛ

**С О О Б Щ Е Н И Я  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО  
Ф И Л И А Л А**

Выпуск 24

*Серия геологическая*

ВЛАДИВОСТОК  
1965

11138

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ФИЛИАЛ

С О О Б Щ Е Н И Я  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО  
Ф И Л И А Л А

Выпуск 24,

*серия геологическая*

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ВЛАДИВОСТОК  
1965

О ВЛИЯНИИ ХИМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА БОРА  
В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ НА СОСТАВ  
ЛЮДВИГИТА В ПАРАГЕНЕЗИСАХ С МАГНЕТИТОМ

А. А. Маракушев, Е. А. Лаговская

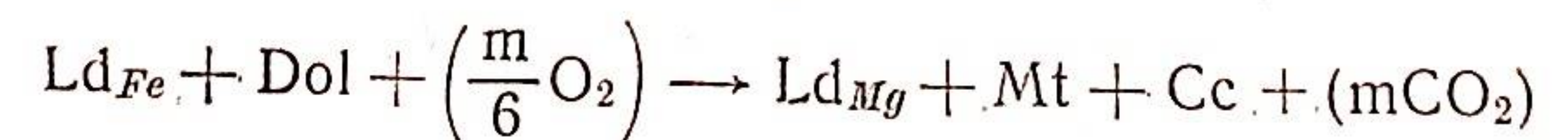
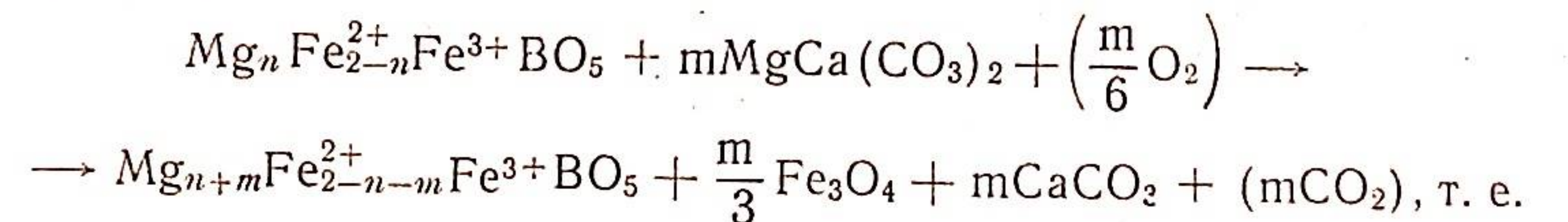
(Дальневосточный филиал СО АН СССР)

Режим бора представляет большой интерес при исследовании генезиса скарнивых месторождений магнезиальных боратов. Изучение этого вопроса имеет практическое значение, так как с условиями высокого химического потенциала бора в гидротермальных растворах связано образование наиболее ценных для промышленности безжелезистых боратов (котопта и суанита) [3, 5, 6].

При наложении магнетитово-боратовой минерализации на магнезиальные скарны или доломитовые мраморы нередко образуется инфльтрационная метасоматическая зональность, обусловленная дифференциальной подвижностью компонентов [3]. Наиболее распространенной является следующая зональность магнетито-боратowego оруденения:

магнетитовые руды	людовигит-магнетитовые руды	кальцит-доломитовые мраморы с людовигитом и магнетитом	исходные кальцит-доломитовые мраморы
III	II	I	

Как было показано в работе «Парагенезисы людовигита» [3], состав людовигита в этой зональности зависит от окислительно-восстановительных условий минералообразования: повышение химического потенциала кислорода в растворах и понижение давления CO<sub>2</sub> благоприятствуют снижению железистости людовигита. Об этом можно судить по следующей реакции:



При различном химическом потенциале кислорода парагенезис людовигита с магнетитом, доломитом и кальцитом отвечает неодинаковому химическому потенциалу бора. Поэтому и состав людовигита в парагенезисе находится в определенной зависимости от активной концентрации бора в гидротермальных растворах. Эта зависимость особенно наглядно выявляется путем анализа вышеуказанного равновесия с использованием теории экстремальных состояний [1, 2]. Согласно этой теории, состояние минерального равновесия является экстремальным

Издано по решению редакционно-издательского совета  
Дальневосточного филиала им. В. Л. Комарова  
Сибирского отделения Академии наук СССР

Главная редакция: А. С. Хоментовский (ответ. редактор),  
А. И. Крушанов (зам. ответ. редактора), Б. А. Иванов

Редколлегия выпуска: И. Н. Говоров, Л. Н. Хатчиков,  
Р. М. Казанская

п 49031

Центральная научная  
Библиотека  
Академии наук Киргизской ССР

при таком соотношении составов минералов, при котором экстенсивные параметры этого равновесия (в данном случае массы инертных компонентов) находятся в линейной зависимости, т. е. составленный из них определитель равен нулю. Этому состоянию отвечают экстремальные значения (максимумы или минимумы) каждого интенсивного параметра (Т, р, химических потенциалов вполне подвижных компонентов) при постоянстве остальных. Условие экстремального состояния рассматриваемого равновесия определяем, приравнявая к нулю соответствующий определитель<sup>1</sup>.

$$\begin{vmatrix} N_{MgO}^{Ld} & N_{FeO}^{Ld} & N_{Fe_2O_3}^{Ld} & O \\ N_{MgO}^{Dol} & O & O & N_{CaO}^{Dol} \\ O & N_{FeO}^{Mt} & N_{Fe_2O_3}^{Mt} & O \\ O & O & O & N_{CaO}^{Cc} \end{vmatrix} = N_{CaO}^{Cc} \begin{vmatrix} N_{MgO}^{Ld} & N_{FeO}^{Ld} & N_{Fe_2O_3}^{Ld} \\ N_{MgO}^{Dol} & O & O \\ O & N_{FeO}^{Mt} & N_{Fe_2O_3}^{Mt} \end{vmatrix} =$$

$$= N_{CaO}^{Cc} N_{MgO}^{Dol} \begin{vmatrix} N_{FeO}^{Ld} & N_{Fe_2O_3}^{Ld} \\ N_{FeO}^{Mt} & N_{Fe_2O_3}^{Mt} \end{vmatrix} = N_{CaO}^{Cc} N_{MgO}^{Dol} N_{FeO}^{Ld} N_{Fe_2O_3}^{Mt} -$$

$$- N_{CaO}^{Cc} N_{MgO}^{Dol} N_{Fe_2O_3}^{Ld} N_{FeO}^{Mt} = 0$$

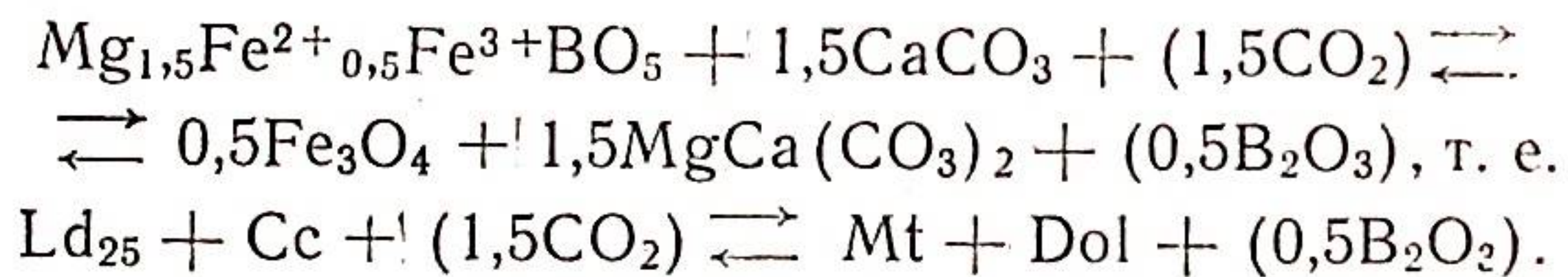
$$N_{FeO}^{Ld} N_{Fe_2O_3}^{Mt} - N_{Fe_2O_3}^{Ld} N_{FeO}^{Mt} = 0$$

$$\left( \frac{FeO}{Fe_2O_3} \right)^{Ld} = \left( \frac{FeO}{Fe_2O_3} \right)^{Mt}$$

Таким образом, экстремальное состояние этого равновесия имеет место при равенстве отношения закисного и окисного железа в людвигите и ассоциирующемся с ним магнетите, т. е. при железистости людвигита

$$f = \frac{FeO}{FeO + MgO} 100\% = 25.$$

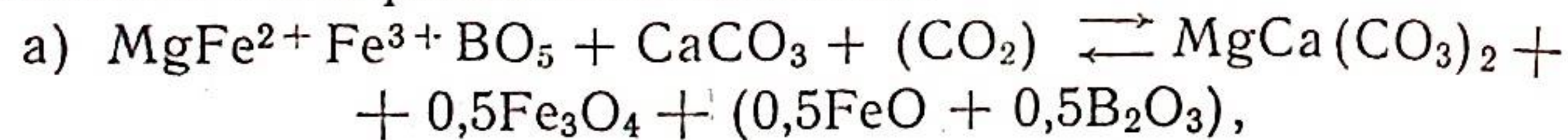
Данному состоянию отвечает следующая экстремальная реакция между минералами:



По этой реакции определяется угол наклона линии экстремумов рассматриваемого равновесия на диаграмме  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{CO_2}$ :

$$tg \alpha = \frac{\Delta N_{CO_2}}{\Delta N_{B_2O_3}} = \frac{1,5}{0,5} = 3.$$

На рис. 1 эта линия показана двойным пунктиром. Параллельно ей располагаются линии постоянного состава людвигита в парагенезисе людвигит + магнетит + доломит + кальцит. Эта же зависимость может быть наглядно показана на диаграмме  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$ . Для построения диаграммы рассчитаем равновесие между людвигитом и магнетитом при железистости людвигита более высокой (а, б) и более низкой (в) по сравнению с экстремальным составом:



<sup>1</sup> Здесь и ниже употребляются следующие условные обозначения: Cc — кальцит, Dol — доломит, Ld<sub>25</sub> — людвигит и его железистость  $\left( \frac{FeO}{FeO + MgO} 100\% \right)$ , Mt — магнетит,  $N_{MgO}^{Ld}$  — число молей MgO (и других компонентов) в людвигите (и других минералах).

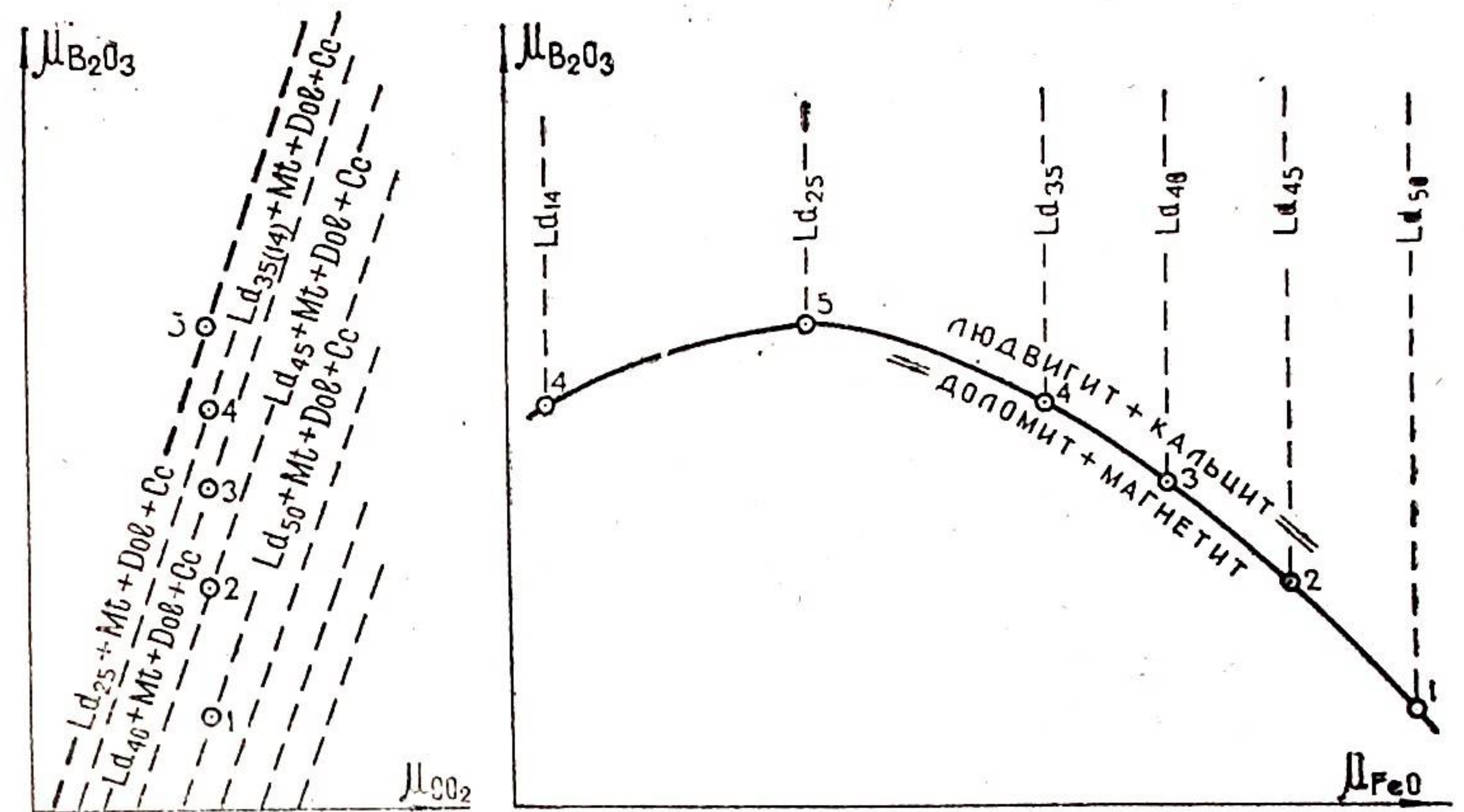
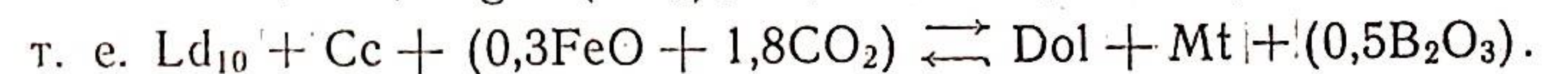
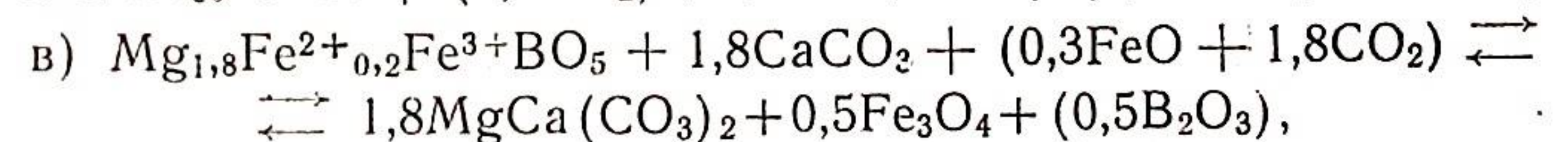
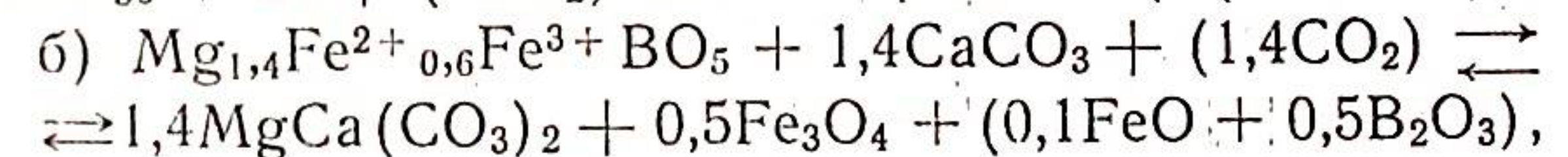
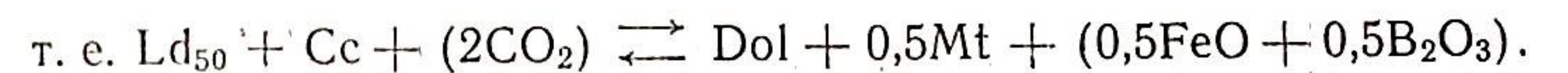


Рис. 1. Равновесие людвигит + магнетит + доломит + кальцит на диаграммах  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{CO_2}$  и  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$ . Линия экстремального состояния этого равновесия (5) на диаграмме  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{CO_2}$  проведена утолщенным пунктиром, параллельно ей проведены пунктирные линии постоянного состава людвигита в четырехминеральном парагенезисе. Цифры обеих диаграмм соответствуют друг другу



По этим реакциям определяются углы наклона линии равновесия на диаграмме  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$  (рис. 1) при различной железистости людвигита: а)  $tg \alpha = \frac{\Delta N_{FeO}}{\Delta N_{B_2O_3}} = -1$ , б)  $tg \alpha = -0,2$ , в)  $tg \alpha = +0,6$ . Линия равновесия ограничивает поле устойчивости магнетитсодержащих доломитовых мраморов и определяет величину химического потенциала бора в растворах, необходимую для образования в этих породах боратств. Как видно на диаграмме, эта величина существенно изменяется с изменением химического потенциала закиси железа, который, как известно, находится в обратной зависимости от химического потенциала (парциального давления) кислорода.

Диаграммы  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{CO_2}$ ,  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$  показывают, что рассматриваемый экстремум отвечает максимуму химического потенциала бора, с ростом которого состав людвигита изменяется, приближаясь к экстремальному составу  $f = 25$  (состояния 1 → 2 → 3 → 4 → 5, рис. 1).

Следовательно, рассматривая парагенезисы людвигит + магнетит + доломит + кальцит относительно этого экстремального состояния, можно получить представление о режиме бора в процессе их формирования. Этот метод был использован нами при сравнительном изучении ряда магнетит-людвигитовых рудопроявлений, залегающих в различных геологических формациях. Людвигиты из доломитовых мраморов этих рудопроявлений были отобраны и изучены Е. А. Лаговской. Результаты их химического анализа приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Химические анализы людвигитов различной железистости

№ обр.	Э-467		Э-67/225			Э-1200	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	1,11		0,46	4,45		0,0	
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,1	1,21	сл.	1,5	0,0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,54	2,6	15,19	58,92	2,7	2,79	3,9
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,69	14,3	12,93		16,6	11,32	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,53	30,7	26,00	10,25	30,7	26,95	37,9
FeO	40,72	42,4	16,76	2,96	20,8	6,71	9,4
MnO	0,25	0,2	0,30	0,22	0,3	сл.	
CaO	0,59		0,06			4,36	
MgO	9,81	8,7	26,35	22,78	27,4	36,27	33,0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,78		0,52			10,42	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05		0,0	0,20		0,88	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11		0,08	0,07		0,06	
CuO							
ZnO				0,11			
SO <sub>3</sub>							
CO <sub>2</sub>							
Σ	100,28	100,0	99,86	99,96	100,0	99,76	100,0

Примечание. Э-467 — людвигит (пайгент) из кальцит-доломитового магнетит-содержащего докембрийского мрамора [4]: 1 — с примесью диопсида, 2 — после вычитания диопсида; 67/225 — людвигит и шпинель из магнетит-кальцит-доломитового мрамора из архея Алданского щита; 3 — людвигит с примесью шпинели, 4 — шпинель, 5 — людвигит после вычитания шпинели; Э-1200 — людвигит из бруситового контактового мрамора из Забайкалья; 6 — с бруситом, 7 — после вычитания брусита.

Из анализированных образцов два (Э-467 и Э-67/225) характеризуют мраморы глубинных метаморфических комплексов и отвечают весьма восстановительным условиям минералообразования, тогда как третий образец (Э-1200) взят из контакта с приповерхностной гранитной интрузией, формировавшейся в условиях высокого парциального давления кислорода.

Анализ людвигитов был проведен по схеме анализа борсодержащих силикатов. Разложение проводилось соляной кислотой с удалением бора метиловым спиртом. В анализе были применены новые комплексно-метрические методы, которые позволили провести определение из одной навески следующих компонентов:

SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO, MgO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Параллельно проводился анализ по классической методике.

Удельный вес людвигитов определялся пикнометрическим методом. В результате пересчета химических анализов по кислородному методу получены следующие эмпирические формулы минералов:

обр. Э-467 Mg<sub>0,53</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>1,39</sub>Ti<sub>0,04</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,91</sub>Al<sub>0,12</sub>B<sub>0,97</sub>O<sub>5</sub>;  $f = 70$

обр. Э-67/225 Mg<sub>1,43</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,60</sub>Ti<sub>0,04</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,81</sub>Al<sub>0,11</sub>Mn<sub>0,01</sub>BO<sub>5</sub>;  $f = 30$

обр. Э-1200 Mg<sub>1,68</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,27</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,96</sub>Al<sub>0,15</sub>B<sub>0,92</sub>O<sub>5</sub>;  $f = 14$ .

Сравнение этих образцов с помощью диаграмм рис. 1 показывает, что людвигит обр. Э-467 формировался в условиях более низкого химического потенциала бора, чем людвигит двух других образцов. Парагенезисы образцов 67/225 и Э-1200 отвечают примерно одинаковому химическому потенциалу бора в растворах (точка 4 на диаграммах рис. 1), хотя в состав их входят людвигиты резко различной железистости ( $f = 30$  и  $f = 14$ ), что связано с различием окислительно-восстановительных условий их образования (см. диаграмму  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$ ).

Перейдем к биминеральным парагенезисам (зона II рассмотренной выше зональности). Очевидно, что сделанный выше вывод относительно влияния химического потенциала бора на соотношение окисного и закисного железа в магнетите и ассоциирующемся с ним людвигите справедлив и в этом случае, так как при железистости людвигита  $f = 25$  состояние биминерального равновесия магнетит  $\rightleftharpoons$  людвигит также является экстремальным. Оно характеризуется следующей таблицей параметров:

$N_{FeO}$	$N_{Fe_2O}$	$\mu_{MgO}, \mu_{B_2O_3}, T, p$
0,5	0,5 <sup>3</sup>	
1,0	1,0	

Согласно теории экстремальных состояний, равенство нулю определителя, записанного в левом нижнем секторе этой таблицы, свидетельствует об экстремальном значении каждого из параметров, перечисленных в правом верхнем секторе ( $\mu_{MgO}, \mu_{B_2O_3}, T, p$ ). Этот экстремум (максимум) химического потенциала бора отвечает, по-видимому, более высокому химическому потенциалу бора по сравнению с экстремумом рассмотренного выше четырехминерального равновесия. Об этом можно судить на основании сопоставления составов людвигита в смежных зонах отмеченной выше метасоматической колонки. На границе зон I (Ld + Mt + Dol + Cc) и II (Ld + Mt) происходит скачкообразное изменение состава людвигита, типичное для инфильтрационной зональности. На различных месторождениях разница в составах

Таблица 2

Состав людвигита по зонам метасоматической колонки

Зоны	II	I
	Ld + Mt	Ld + Mt + Dol + Cc
Парагенезис		
	23,62	27, 35; 27, 72
Состав людвигита	36	30
	$f = \frac{100 FeO}{FeO + MgO}$	

людвигита в этих двух зонах различна, но всегда в пределах зоны I людвигит является более магнезиальным, чем в зоне II. В табл. 2 показано соотношение для оруденения в магнезиальных архейских мраморах [3].

Очевидно, что образование обеих зон метасоматической колонки отвечает примерно одинаковому химическому потенциалу бора в растворах. Поэтому соотношением составов людвигита в этих парагенезисах определяется взаимное расположение кривых соответствующих моновариантных равновесий на диаграмме  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$  (рис. 2). Совмещение этих двух различных равновесий на одном чертеже является

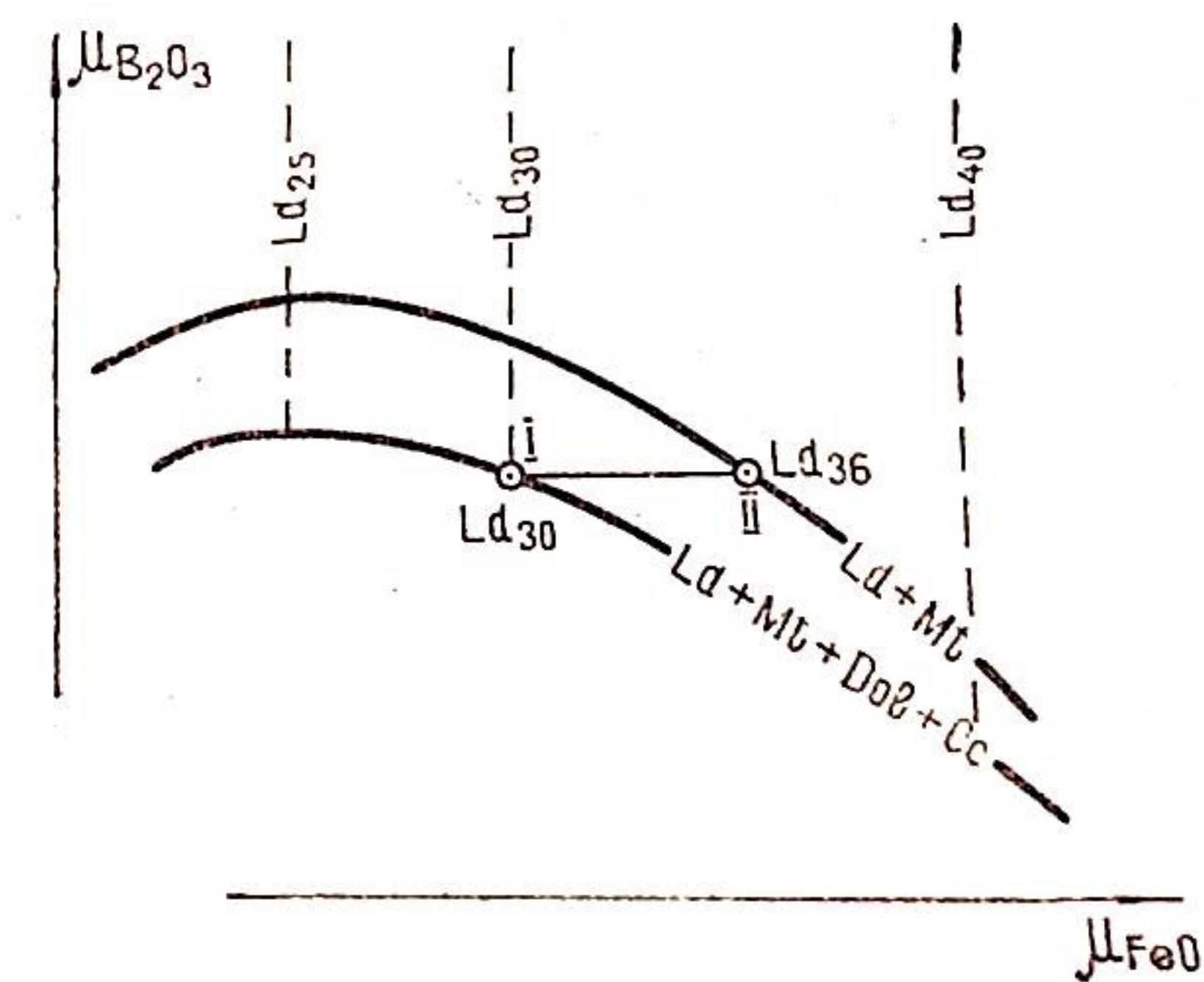


Рис. 2. Сопоставление условно-моновариантных равновесий Ld + Mt и Ld + Mt + Dol + Cc на диаграмме  $\mu_{B_2O_3} - \mu_{FeO}$ . Составы людвигита в точках I и II нанесены по данным табл. 2

условным, так как они отвечают различному режиму подвижности — инертности компонентов. Однако оно достаточно наглядно показывает, что при одинаковой железистости людвигита парагенезис  $Ld + Mt$  отвечает более высокому химическому потенциалу бора по сравнению с парагенезисом  $Ld + Mt + Dol + Cc$ . Достижение экстремального состава людвигита ( $f = 25$ ) в биминеральном парагенезисе  $Ld + Mt$  возможно только при весьма высокой химической активности бора в гидротермальных растворах. Этим определяется особо важное значение экстремального парагенезиса  $Ld_{25} + Mt$  при поисках месторождений безжелезистых боратов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д. С. — Журнал физической химии, т. 32, вып. 7, 1958.
2. Коржинский Д. С. — Теория экстремальных состояний и их значение для минералогических систем. В сб. «К 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского», 1963.
3. Маракушев А. А. — Парагенезисы людвигита. В сб. «Генетические проблемы руд». Докл. сов. геологов, XXI сесс. МГК, 1960.
4. Маракушев А. А., Хетчиков Л. Н., Ефимова М. И., Ким Мин Сёб, Ким Чан Вон, Ким Хак Дзе. — Докл. АН СССР, т. СXXXIV, № 1, 1960.
5. Маракушев А. А. — Сообщения ДВФ СО АН СССР, вып. 14, 1961.
6. Шабынин Л. И. — Геология рудных месторождений, № 3, 1961.

## О ГЕНЕЗИСЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТЕТЮХИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Н. В. Булавко

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

Интрузивные комплексы Тетюхинского рудного поля изучались рядом исследователей [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7]. В их формировании значительная роль отводилась процессам гибридизма. М. А. Фаворская объясняет образование сложных интрузий габбро-диорит-гранитного состава явлениями контаминации кислой магмой основных пород и дифференциацией расплава, конечным продуктом которой являются аляскиты.

В последние годы в результате геологических и геофизических работ как на отдельных месторождениях, так и на флангах рудного поля были получены новые данные, позволяющие несколько уточнить взгляды на характер и генезис интрузий, а также на взаимоотношения их друг с другом.

На Тетюхинском рудном поле широко распространены: 1) сложные многофазные интрузии, представленные серией пород от габбро до кварцевых диоритов и гранитов; 2) сложные интрузии гранитоидов; 3) гранофиры и 4) оливниновые габбро-диабазы.

Вмещающими породами являются верхнетриасовые и среднеюрские осадочные образования, а также эффузивы верхнемелового и нижнепалеогенового возраста. Большинство интрузий располагается на крыльях Кенцухе-Горбушинской антиклинальной структуры и приурочено к разломам северо-восточного направления (интрузии пади Шубинской, р. Нежданка) или к пересечениям разломов (см. схему) северо-западного и северо-восточного простирания (интрузия пади Николаевской и др.).

В сложных многофазных интрузиях габбровые породы постепенно переходят в диориты и кварцевые диориты, а между габбро и гранитами наблюдаются четкие интрузивные контакты. Габбро состоят из плагиоклаза № 48—55 и авгита, акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и сульфидами, в кварцевом габбро появляется также кварц, редко — калиевый полевой шпат.

Минералогический состав гранитов следующий: калиевый полевой шпат с пертитовыми прорастаниями альбита и кварца, очень редко встречается плагиоклаз, обычно нацело серицитизированный. В граните нередко наблюдаются ксенолиты габбро, в той или иной степени замещенные хлоритом, рудным минералом и серицитом.

Серия переходных от габбро к гранитам пород представлена габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и диорит-монцонитами. Плагиоклаз в габбро-диоритах нередко зонального строения, по трещинам и в виде пятен замещается более кислым плагиоклазом. Калиевый полевой шпат образует оторочки вокруг зерен плагиоклаза. Кварц в породе содержится в виде отдельных зерен и в гранофировых прорастаниях

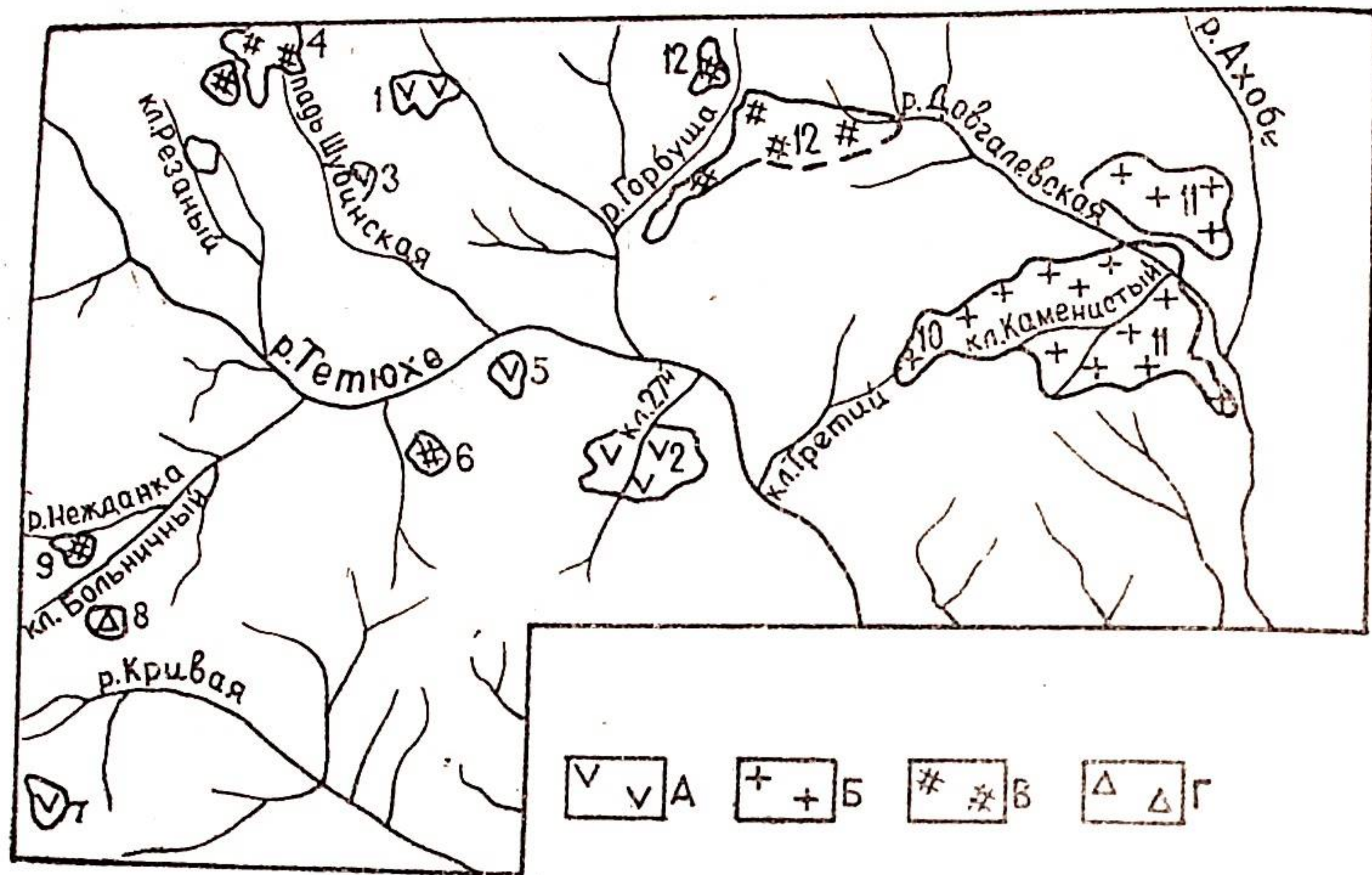


Схема размещения интрузивных комплексов Тетюхинского рудного поля: А — габбро-гранитные комплексы; Б — гранитные комплексы; В — гранофиновые комплексы; Г — интрузии оливиновых габбро-диабазов  
 Названия участков: 1 — Николаевский; 2 — Ключ 27; 3—4 — Шубинский; 5 — 1-й Больничный; 6 — Светлый; 7 — Кедровый; 8 — 2-й Больничный; 9 — Нежданский; 10 — Третий ключ; 11 — Каменистый; 12 — Горбушинский; 13 — Резаный

с калиевым полевым шпатом. Из аксессуарных минералов наблюдаются апатит и ильменит, последний часто встречается в виде скелетных форм, которые нередко замещаются сульфидами (пирротин, пирит и др.). Сульфиды появляются в ассоциации с кварцем. Структура пород — габбровая, местами — порфиroidная, в отдельных участках — гранофировая.

Диориты состоят из плагиоклаза № 30—35, моноклинного пироксена, калиевого полевого шпата, кварца, содержат также сфен, сульфиды и ильменит. Плагиоклаз в порфиroidных выделениях зональный, в центральных частях зерен представлен лабрадором № 55—60, в основной массе — андезином № 30—35. Моноклинный пироксен (пижонит) в шлифе зеленоватый, двусный, положительный  $cNg = 31—35^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,013—0,015$ .

Кварцевый диорит состоит из плагиоклаза № 35—38, авгита, кварца и калиевого полевого шпата; аксессуарные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом и пирротинном. В плагиоклазе обычно наблюдаются пятна альбита и оторочки калиевого полевого шпата. Кварц замещает плагиоклаз, образует гранофировые структуры с калиевым полевым шпатом. Среди участков графической структуры встречаются выделения ильменита, пирротина, а также игольчатые кристаллы апатита, длина которых в 5—10 раз превышает поперечное сечение. Отдельные кристаллы апатита протягиваются из центральной части плагиоклаза в участки графических структур. Такие же кристаллы апатита наблюдаются и в зернах пироксена, но значительно реже. Пироксен частично, а местами нацело замещен хлоритом и кальцитом; при этом образовался ильменит.

Среди диоритов встречаются порфиroidные разности, нередко с очень мелкозернистой основной массой. Плагиоклаз порфиroidных выделений соответствует № 38—40. Иногда по авгиту образуется роговая обманка. Плагиоклаз основной массы местами нацело замещен

калиевым полевым шпатом, образующим с кварцем гранофировые структуры. Оторочка калиевого полевого шпата наблюдается также вокруг порфиroidных выделений плагиоклаза. В основной массе встречаются игольчатые кристаллы апатита. Эти породы можно отнести к кварцевым диорит-монцонитам.

Последней стадией изменения основных пород в результате гранитизации являются породы с гранофировой основной массой, состоящей из кварца и полевого шпата, выделений пирротина, пирита и игольчатых кристаллов апатита.

В вышеописанных переходных породах хорошо наблюдаются явления метасоматического замещения основного плагиоклаза более кислым, калиевым полевым шпатом и кварцем, пироксена — роговой обманкой; характерно появление при этом гранофировых структур кварца и калиевого полевого шпата. Все это позволяет сделать вывод, что габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и диорито-монцониты являются продуктами гранитизации габбро под действием интрузии пегматоидных гранитов, а не гибризма.

Изучение магнитных свойств интрузивных комплексов дает ключ к пониманию строения их на более глубоких горизонтах. Для этого необходимо изучить магнитное поле, создаваемое интрузией, и магнитные свойства отдельных пород и их разновидностей.

Для интрузий габбро-диоритового состава характерно повышенное магнитное поле, причем в большинстве случаев граница их четко выделяется резким градиентом значений  $\Delta z$ .

Обычно  $\Delta z$  колеблется в пределах 100—800γ. Магнитная восприимчивость габбро и кварцевых габбро изменяется от 300 до  $5300 \cdot 10^{-6} cgsu$ , величина остаточного намагничивания имеет значения 300—500, редко —  $1000 \cdot 10^{-6} cgsu$ . У пород диоритового состава магнитная восприимчивость непостоянная и колеблется от 14 до  $2200 \cdot 10^{-6} cgsu$ , остаточное намагничивание — от 10 до 400 cgsu. Граниты практически немагнитны ( $\chi < 20 \cdot 10^{-6} cgsu$ ), но в зоне контакта с более основной частью интрузии наблюдается повышенная магнитность ( $\Delta z$  до 80—100γ), что вызвано, видимо, наличием в приконтактных гранитах остатков переработанных ксенолитов основных пород и приуроченных к ним выделений магнетита.

Преобладающей разностью среди сложных интрузий гранитоидов являются гранофировые граниты. Они состоят в основном из микроклин-пертита и кварца. Для микроклин-пертита характерны карлсбадские двойники. Редко в гранитах встречаются кислый плагиоклаз и биотит. Аксессуарные минералы представлены апатитом, титаномангнетитом, иногда цирконом. В центральных частях зерен микроклин-пертита встречаются таблитчатые зерна кислого плагиоклаза. Структура породы гранофировая, реже — пегматоидная. Характерно наличие миаролитовых пустот. Местами в гранофировом граните имеются скопления темноцветных минералов (роговой обманки, пироксена, биотита, рудного минерала). Встречаются пустоты со щеточками кварца.

Среди гранофировых гранитов имеются разности, подвергшиеся натровому метасоматозу. Так, в отдельных участках роговая обманка приобретает синеватую окраску, что, видимо, связано с увеличением в ней содержания натрия. На явления натрового метасоматоза указывает также появление микроклин-пертита и особенно эгирина. Последний совместно со сфеном образует отдельные зерна в порфиroidных выделениях полевого шпата и прожилки. Вероятно, отдельные зерна эгирина образуются по авгиту.

Для гранофировых гранитов ключа Третьего характерна повышенная магнитная восприимчивость ( $300—1020 \cdot 10^{-6} cgsu$ ), что вообще несвойственно гранитам. Объясняется это скоплениями в породе био-

тита, роговой обманки, а также рудных минералов (титаномагнетита и магнетита). Остаточное намагничение гранофировых гранитов в 33 образцах из 35 не превышает  $200 \cdot 10^{-6} \text{ cgsu}$ . Несколько ниже магнитная восприимчивость гранитов ключа Каменистого. Из 28 образцов 15 имеют магнитную восприимчивость меньше  $100 \cdot 10^{-6} \text{ cgsu}$ . Ее наибольшее значение  $850 \cdot 10^{-6} \text{ cgsu}$ ; остаточное намагничение обычно меньше  $100 \cdot 10^{-6} \text{ cgsu}$ , редко достигает  $370 \cdot 10^{-6} \text{ cgsu}$ . Различие магнитных свойств гранитов ключей Третьего и Каменистого может быть объяснено меньшим количеством ксенолитов и почти полным отсутствием выделений титаномагнетита в последнем.

Интересно отметить, что над гранофировыми гранитами ключа Каменистого как по данным аэромагнитной разведки, так и наземной магниторазведки, создается повышенное магнитное поле в  $100-1000\gamma$ . При их низкой магнитной восприимчивости это можно объяснить лишь наличием на некоторой глубине интрузий основного состава. Видимо, описываемые интрузии также являются сложными габбро-гранитными комплексами, но по сравнению с интрузиями пади Николаевской и др. они имеют более высокий эрозионный срез.

Гранофиры отличаются порфиroidной структурой. Порфиroidные выделения представлены кислым плагиоклазом, нередко почти нацело замещенным серицитом. Основная масса гранофиров состоит из сферолитов полевого шпата, который по периферии образует тонкие сростания с кварцем гранофировой структуры. Среди гранофировых прорастаний наблюдаются мелкие зерна таблитчатой формы, представленные альбитом. В отдельных участках имеются сферолитовые образования полевого шпата в кварцевом субстрате. Краевые части интрузии нередко сложены фельзит-порфирами. Порфиroidные выделения представлены кислым плагиоклазом, реже — кварцем. В основной фельзитовой массе имеют место линзовидные выделения зерен кварца с большим количеством очень мелких включений, среди которых можно различить игольчатый апатит, рудный минерал. Кварц окружен радиально-лучистыми образованиями полевого шпата, иногда с включениями рутила.

Гранофиры практически немагнитны. Магнитные аномалии возникают лишь вблизи контактов интрузии с интенсивностью  $\Delta z$ , достигающей  $100-120\gamma$ . Весьма возможно, что дальнейшее изучение гранофиров даст основание связывать их с апикальными частями гранитоидов, тем более, что площадная связь их наблюдается.

Таким образом, проведенное изучение позволяет нам отвергнуть широко распространенное представление [4, 5, 7] о значительной роли явлений гибридизма в формировании гранитоидов Тетюхинского рудного поля и связать образование пестрых по составу пород, промежуточных между габбро и гранитами, с процессами гранитизации габброидов.

Процессы гранитизации доказываются постоянно наблюдаемыми замещениями основного плагиоклаза более кислым плагиоклазом, ортоклазом и кварцем, пироксенов — роговой обманкой и биотитом. С ними, вероятно, связано образование субщелочных и щелочных (эгириновых) гранитоидов.

Интрузии гранофировых гранитов, а также, видимо, и гранофиров не являются продуктами кристаллизации отдельной аляскитовой магмы, а представляют собой апикальные части гранитоидов многофазных интрузий сложного состава.

Использование данных магнитометрии позволяет предположить наличие габброидов и продуктов их гранитизации в строении даже тех гранитоидных интрузий, в современном эрозионном срезе которых габброиды отсутствуют.

1. Радкевич Е. А., Лобанова Г. М., Томсон И. Н. и др. — Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 34, 1960.
2. Фаворская М. А. — Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 7, 1956.
3. Фаворская М. А., Руб М. Г., Доломанова Е. И., Кигаи В. Е. — Новые данные о связи магматизма с оруденением в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Матер. к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, АН СССР, 1960.
4. Фаворская М. А. — Роль магматизма в образовании редкометального и полиметаллического оруденения. В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы», 1960.
5. Фаворская М. А., Кигаи В. А., Руб М. Г., Изох Э. Н., Ганеева Г. М., Преображенская Г. К. — Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 45, 1961.
6. Хетчиков Л. Н. — Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник (Тетюхе). В кн. «Материалы по геологии, полезн. ископ. южной части Дальнего Востока», 1960.
7. Шипулин Ф. К. — Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 8, 1957.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНО-  
СИЛИКОФОСФАТНОГО ТИПА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ  
МЕТАСОМАТИТОВ

*В. С. Демченко*

*(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)*

Среди редкометальных месторождений различного генезиса в последнее время важное практическое значение начинают приобретать метасоматические образования. А. И. Гинзбург [2] выделяет несколько типов редкометальных метасоматитов, в том числе пневматолито-гидротермальные, связанные с щелочными гранитами и щелочными сиенитами (флюоритовые альбититы с бритолином, мизеритом и другими редкоземельными минералами). В настоящей статье приводится характеристика этих метасоматитов, которые, по мнению автора, следует относить к пневматолито-гидротермальным с карбонатно-силикофосфатным типом редкоземельной минерализации.

Описываемые образования приурочены к блоку мраморизованных известняков с прослоями песчаников и сланцев синийского (?) возраста, сохранившемуся в теле обширного плутона варисских гранитоидов. Последние представлены роговообманково-биотитовыми диоритами, роговообманково-биотитовыми гранитами и субщелочными лейкократовыми гранитами. Из жильных пород в районе известны пегматиты, пегматоидные кварцевые и полевошпатовые тела, дайки сиенитов, сиенит-порфиров и лампрофиров (спессартиты, диабазовые и диоритовые порфириты).

При внедрении наиболее древних небольших массивов диоритов и затем роговообманково-биотитовых гранитов, образующих крупный плутон, известняки подвергались мраморизации, а терригенные породы — ороговикованию.

Лейкократовые граниты на площади распространения редкоземельных метасоматитов пользуются незначительным развитием, однако с ними связаны все известные жильные породы (кроме лампрофиров), общая последовательность образования которых может быть представлена в виде следующей схемы: 1 — внедрение лейкократовых субщелочных гранитов; 2 — формирование пегматитов и пегматоидных кварцевых тел; 3 — внедрение сиенитов и сиенит-порфиров; 4 — формирование жильных полевошпатовых тел и редкоземельных метасоматитов; 5 — внедрение даек лампрофиров; 6 — образование березитов.

В контактовых зонах лейкократовых гранитов с известняками иногда образуются безрудные диопсидовые, везувиян-гранат-диопсидовые и амфибол-скаполитовые скарны. Возрастное положение этих скарнов окончательно не выяснено. Можно предполагать, что диопсидовые скарны образуются в стадию магматического замещения известняков и в постмагматических условиях преобразуются в везувиян-гранат-диопсидовые. Амфибол-скаполитовые скарны формируются, вероятно, в среднетемпературных условиях.

Пегматиты и пегматоидные кварцевые тела встречаются редко и счень бедны аксессуарными минералами.

Сиениты и сиенит-порфиры установлены только на изученной нами площади и неизвестны в других местах региона. Они никем не изучались и по некоторым признакам отличаются от обычных сиенитов, что вызывает необходимость их более полного описания.

Сиениты приурочены к прослою терригенных пород в известняках. Они слагают неоднородное по составу тело эллипсоидной (в плане) формы с размерами 220 × 30 м. Внутри массива распространены дайкообразные тела порфировидных пород, которые постепенно переходят в равномернозернистые. Обе разновидности характеризуются непостоянством состава. В порфировидных сиенитах содержатся андезин (39% от объема породы), калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин — 36%), роговая обманка (14%), альбит (4%) и кварц (до 5%). Для них характерно появление сдвойникованных по карлсбадскому закону порфиробластов ортоклаза и полисинтетических двойников андезина, обладающих часто одинаковой степенью идиоморфизма. Роговая обманка локализуется между зернами полевых шпатов, образуя неправильные выделения, и, кроме того, совместно с ильменитом и сфеном содержится в виде включений в полевых шпатах.

Равномернозернистые сиениты состоят из ортоклаза (несдвойникован), микроклина, олигоклаз-андезина, альбита и очень незначительного количества кварца, образующих ксеноморфные выделения. Насыщенность полевых шпатов включениями роговой обманки, а также биотита в них более высокая, чем в порфировидных сиенитах.

Вокруг массива развита мощная зона биотит-полевошпатовых роговиков, которые в контакте с равномернозернистыми сиенитами переходят в амфибол-биотит-полевошпатовые. Роговики и равномернозернистые сиениты прорываются жилами альбитизированных калишпатитов. В их контактах иногда развиты пироксен-полевошпатовые роговики.

Сиенит-порфиры также приурочены к терригенным породам. Они образуют дайку мощностью около 2 м и характеризуются порфировидной структурой, содержат порфиробласты ортоклаза (до 80%) с включениями роговой обманки и ильменита и имеют тонкозернистую кристаллобластовую структуру основной массы ортоклаз-альбитового состава. Содержание амфибола в породе изменяется от 10 до 25%. Висячем боку дайки сиенит-порфиров отмечается постепенный переход к амфибол-полевошпатовым роговикам, образующим мощную зону.

Все интрузии района (за исключением лампрофиров) отвечают условиям комагматических пород. Они формируются в едином структурном плане; роговообманково-биотитовые и лейкократовые граниты имеют близкий абсолютный возраст, и, кроме того, в породах наблюдается постепенное изменение количественного содержания первичных аксессуарных минералов (табл. 1). Поэтому можно думать, что лейкократовые граниты и сиениты являются продуктами глубинной дифференциации магмы. Сиениты и сиенит-порфиры кристаллизуются из более поздних, чем лейкократовые граниты, дифференциатов магмы и, вероятнее всего, представляют собой тип малых интрузий. Поздний возраст сиенитов и сиенит-порфиров подтверждается некоторыми косвенными данными: жилы альбитизированных калишпатитов, связанные с сиенитами, пересекают диориты; амфибол-скаполитовые скарны подвергаются ортоклазизации и пироксенизации, т. е. таким же изменениям, как и породы в контактовой зоне с сиенитами.

Метасоматиты с редкоземельной минерализацией образуют чаще неправильные линзовидные (в плане) тела в карбонатных и алюмосиликатных породах. Реже отмечаются гнездовые и жилкообразные обособления метасоматитов, а также штокверково-метасоматические зоны.

Количественно-минералогический состав аксессуарных минералов гранитоидов площади развития редкоземельных метасоматитов

Таблица 1

Минералы	Породы			
	диориты	роговообманково-биотитовые граниты	лейкократовые граниты	сиениты
	процентное содержание от объема породы			
Апатит	0,6	+	+	+
Циркон	0,4	+	+	+
Ильменит	0,1	+	+	+
Сфен		+	+	+
Ортит		+	+	+
Флюорит		+	+	+
		0,3	0,05	0,03

Существует несколько разновидностей метасоматитов: пироксен-полевошпатовые; альбитовые, иногда содержащие эгирин и арфведсонит; франколит-флюоритовые; биотит-кальцитовые; альбитизированные калишпатиты; березиты; фельдшпатизированные и десилицированные граниты, диориты и песчаники.

Нами установлено, что основными концентраторами редкоземельных элементов являются алюмобритолит, бастнезит, паризит, гадолинит, карноцерит (?). Кроме того, редкоземельные элементы в повышенных концентрациях отмечаются в мизерите, ферриторите, цирконе (малаконе), ортите и бериллиевом ортите (?). По составу редкоземельных элементов минералы подразделяются следующим образом: алюмобритолит, гадолинит, карноцерит, мизерит — минералы комплексного состава; бастнезит, паризит и ортит — минералы селективно-цериевые.

Формирование редкоземельных метасоматитов в общих чертах можно представить в виде схемы (табл. 2) с соответствующим каждому этапу типом метасоматического замещения боковых пород: 1) высокотемпературный редкоземельно-калинатриевый метасоматоз (пироксенизация, ортоклазизация, микроклинизация, альбитизация; 2) средне-температурный редкоземельно-фтористый метасоматоз; 3) окварцевание (березитизация).

Высокотемпературному метасоматозу подвергались слабдеформированные породы. С этим этапом связано выделение редкоземельных минералов комплексного состава: алюмобритолита, гадолинита, карноцерита, мизерита, циркона, бериллиевого ортита и иногда ортита. Среди всех этих минералов резко преобладает алюмобритолит. Среднетемпературный метасоматоз устанавливается более четко по образованию штокверково-метасоматических тел и флюоритовых прожилков и гнезд с бастнезитом, паризитом и ортитом. При березитизации альбититов вдоль трещин редкоземельные минералы разрушаются и редкоземельные элементы выносятся.

Таким образом, основная масса редкоземельных минералов связана с высокотемпературным щелочным метасоматозом, отличающимся существенной ролью фосфора и фтора при минералообразовании. По составу наиболее распространенных редкоземельных минералов — комплексного силикофосфата и цериевых фторкарбонатов кальция и редких земель (алюмобритолит, бастнезит, паризит) — эти образования представляют собой новый карбонатно-силикофосфатный тип редкоземельных метасоматитов. Этот тип метасоматитов отличается от пегматитов, гидротермальных жил с аксессуарными минералами, известных типов редкоземельных месторождений и от постмагматических щелочно-метасоматических образований других районов [1, 3, 4, 5, 6, 7, 8]. Отличия

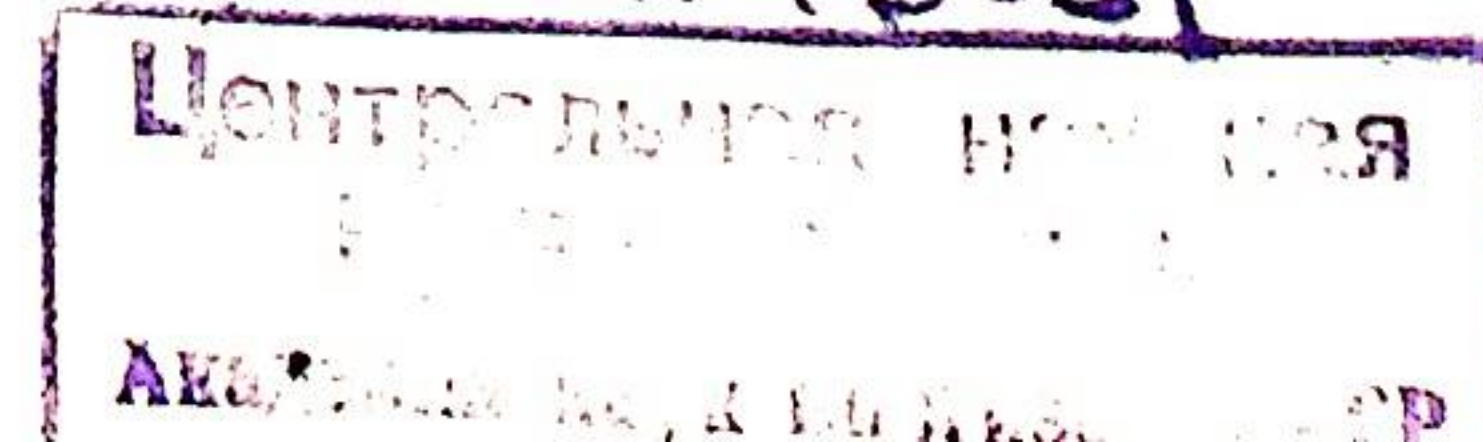


Схема формирования редкоземельных метасоматитов

Характер метасоматического процесса	Относительная продолжительность и место процесса (условно)	Относительная продолжительность и место выделения редкоземельных минералов в общем процессе (условно)	Редкоземельные минералы	Относительная продолжительность и место выделения фтор- и фосфор-содержащих минералов в общем процессе (условно)	Минералы, содержащие фтор и фосфор
Пироксенизация	—	—	Редкоземельный мизерит (замещается ортитом)	—	—
Ортоклазизация	—	—	—	—	—
Микроклинизация	—	—	Алюмобриолит, карноцрит (замещаются ортитом, бастнезитом)	—	—
Альбитизация	—	—	Гадолинит (замещается ферриторитом)	—	Апатит (замещается бастнезитом)
—	—	—	Бастнезит, паризит	—	Франколит (замещается бастнезитом и паризитом)
Березитизация	—	—	Ферриторит	—	Флюорит

закljučаются в том, что изученные нами метасоматиты преимущественно содержат редкоземельные минералы комплексного состава, т. е. на ранних этапах формирования метасоматитов отделения элементов цериевой группы от иттриевых земель и иттрия не происходило. Это обуславливает двойственность описанных метасоматитов, поскольку известно, что элементы цериевой группы накапливаются преимущественно в породах, связанных с щелочными магмами, а элементы иттриевой группы и иттрий — в породах, связанных с кислыми магмами. Кроме того, если в гранитах, пегматитах [1] и в щелочных метасоматитах [6] геохимическое поведение редкоземельных элементов таково, что цериевые земли осаждаются на ранних этапах образования пород, а иттриевые — на поздних, то в описанных метасоматитах, наоборот, иттриевые земли и иттрий концентрируются в более ранних и отсутствуют в более поздних редкоземельных минералах.

Отличительной особенностью наших метасоматитов является также и то, что они не обнаруживают генетической связи с какой-либо интрузией. Пространственно метасоматиты приурочены к лейкократовым гранитам и сиенитам. Там, где лейкократовые граниты не сопровождаются сиенитами, метасоматиты отсутствуют. В контактовой зоне сиенитов боковые породы подвергались биотизации, амфиболитизации, фельдшпатизации и пироксенизации. Эти же процессы изменения пород характерны и для метасоматитов. Следовательно, по сходству составов породообразующих минералов метасоматитов и пород контактового ореола сиенитов можно было бы предполагать генетическую связь метасоматитов с сиенитами. Однако самостоятельность последних в настоящее время не может быть доказана, а другие более молодые интрузии не смогли бы обеспечить столь мощные метасоматические замещения вмещающих пород, и поэтому остается предполагать, что метасоматиты и сиениты являются дериватами какой-то интрузии значительных размеров. Такой интрузией могут являться лейкократовые граниты, но эти породы, а также пегматиты и скарны очень бедны или не содержат редкоземельные минералы. Редкоземельно-флюоритовая минерализация накладывается на пегматоидные тела, связанные с лейкократовыми гранитами, с которыми, вероятно, редкоземельные метасоматиты могут иметь парагенетическую связь.

Из приведенных данных следует, что все особенности лейкократовых гранитов, сиенитов и метасоматитов обусловлены глубинной дифференциацией гранитоидной магмы. Наиболее поздние дериваты этой магмы были обогащены щелочами, редкометальными элементами, фосфором и фтором. На составы редкоземельных минералов повлияло преобладание фосфора в начале и фтора в конце процессов метасоматического замещения пород, наличие известняков, а также изменение режима кислотности — щелочности растворов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. — Распределение редких земель в монацитах. Докл. АН СССР, т. 104, № 2, 1955.
2. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. — Геология месторождений редких элементов. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. Госгеолтехиздат, вып. 14, 1961.
3. Герасимовский В. И. — Геохимия редкоземельных элементов. Сб. «Редкоземельные элементы», М., 1958.
4. Герасимовский В. И. — Геохимия редких элементов Ловозерского щелочного массива. Геохимические циклы. Межд. геолог. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Госгеолтехиздат, 1960.
5. Ляхович В. В., Баринский Р. Л. — Особенности состава редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. Геохимия, 6, 1961.
6. Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. — Редкие земли в горных породах. Геохимические циклы. Межд. геолог. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Госгеолтехиздат, 1960.
7. Хаберланд Х. — Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. иностр. лит., М., 1952.
8. Хевеши Г. — Редкие земли с точки зрения строения атома. Научн. хим.-техн. изд.-во, 1929.

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД  
НА ОДНОМ ОЛОВЯННО-СУЛЬФИДНОМ  
МЕСТОРОЖДЕНИИ ПРИМОРЬЯ

В. П. Шашкина

*(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)*

Описываемое оловянно-сульфидное месторождение находится в толще песчано-глинистых пород юрского возраста. Рудные тела месторождения представлены минерализованными зонами дробления с отдельными участками свободного выполнения. В процессе формирования руд на месторождении Н. И. Лавриком и другими геологами выделены 7 стадий: 1) кварц-хлорит-касситеритовая, 2) гематит-магнетитовая, 3) арсенопиритовая, 4) халькопирит-пирротиновая, 5) пиритовая, 6) сидерит-каолинитовая, 7) кварц-кальцитовая.

В большинстве рудных тел минеральные ассоциации различных стадий наложены друг на друга, что очень затрудняет расшифровку сложного многоступенчатого процесса рудоотложения и связанных с ним околорудных изменений вмещающих пород. В околорудных породах по структурно-текстурным признакам различаются минеральные образования двух групп:

1. **Гнездово-прожилковые**, сложенные кварцем, кальцитом, сидеритом, каолинитом. Эти обособления легко обнаруживаются, а минералы, их слагающие, большей частью определяются макроскопически.

2. **Метасоматические**, сложенные хлоритом, серицитом, гидрослюдой и другими минералами, которые рассеяны в породах, обладающих мелко- или тонкозернистой структурой, и диагностируются лишь под микроскопом. Диагностика и тем более изучение фазового состава тонкодисперсных скоплений метасоматических минералов очень затруднены и требуют применения химического, рентгено-структурного, термического и других специальных методов исследования глинистых пород.

На месторождении выделяются шесть типов гидротермальных изменений вмещающих пород: 1) серицитизация, 2) окварцевание, 3) хлоритизация, 4) сульфидизация, 5) замещение сидерит-каолинитовым агрегатом, 6) карбонатизация.

Указанные типы изменений захватывают приальбандовые участки различной мощности — от первых сотен метров (ранняя серицитизация) до нескольких сантиметров (окремнение) и проявляются в пределах этих участков неравномерно. Общая тенденция — возрастание измененности пород по мере приближения к рудным телам и в зонах брекчий, но именно здесь они нередко затушевываются или совсем уничтожаются вследствие наложения более поздних типов изменений.

1) **Серицитизация**. Вмещающие породы подвергались серицитизации дважды. Ранняя серицитизация предшествовала всем другим типам гидротермальных изменений, поздняя происходила после хлоритизации, перед замещением сидерит-каолинитовым агрегатом. Калиевый полевой шпат в породах описываемого района играет незначительную роль.

Широкое развитие ранней серицитизации осадочных пород за счет внутренней перегруппировки вещества в данном случае было бы невозможно из-за недостатка калия и проходило поэтому в условиях привноса этого компонента первыми, наиболее высокотемпературными порциями гидротермальных растворов.

В ходе серицитизации происходило замещение цемента и частично кластического материала пород серицитом, мусковитом и бесцветной глиноземистой гидрослюдой. Количественные соотношения между этими минералами зависят от литологических особенностей исходной породы. В алевритах резко преобладает серицит, присутствует примесь гидрослюды. Глинистые сланцы замещаются агрегатом тонковолокнистой низкодвупреломляющей гидрослюды. В песчаниках серицит иногда содержит примесь настоящего крупночешуйчатого высокодвупреломляющего мусковита.

Поздняя серицитизация, в противоположность ранней, развита в осадочных породах совершенно незначительно, так как проходила в кислой среде, с выносом калия. Благодаря общности химизма, она тесно связана во времени и пространстве с процессом замещения пород сидерит-каолинитовым агрегатом, как показано ниже на примере предрудных даек кварцевых порфиров, в которых поздняя серицитизация, напротив, проявлена очень отчетливо. Интенсивно серицитизированные породы в различной степени осветлены, имеют пониженную твердость.

Ранняя серицитизация была дорудной и с началом отложения кварц-хлорит-касситеритовых руд уступила место окварцеванию и хлоритизации.

2) **Окварцевание** — тип околорудных изменений, хорошо проявившийся на месторождении. Окварцованные породы макроскопически отличаются от неизмененных пород лишь несколько большей плотностью, неравномерным осветлением, а наиболее измененные разности — «сливным» обликом и слабым стекловатым блеском на свежем изломе.

Структура окварцованных пород неравномерно-зернистая, мозаичная, с неправильными очертаниями зерен, реже призматически-зернистая. Кварц содержит включения первичных полевых шпатов, касситерита, турмалина, апатита, серицита и хлорита; закономерное расположение захваченных пелитовых частиц подчеркивает зональное строение кристаллов кварца. Включения касситерита обычно представлены ранней его разновидностью, для которой характерна изометрическая форма и зональная окраска, от темно-бурой в центре до почти бесцветной по краям.

Турмалин — довольно распространенный минерал, сопутствующий окварцованным породам. Он представлен двумя разновидностями. Голубовато-зеленый турмалин, слагающий турмалиновые солнца в кварце, имеет  $N_g = 1,668$ ,  $N_p = 1,640$ ,  $N_g - N_p = 0,028$ , что соответствует, по Трёгеру, содержанию 80% шерла и 20% дравита. Бесцветный турмалин образует войлокоподобные или сноповидные агрегаты, состоящие из тончайших волосовидных кристаллов. Замерить оптические константы его не удалось, но бесцветная окраска турмалина указывает на существенно магниальный состав минерала. Разновидности турмалина встречаются обособленно или совместно; вторая является более поздней по отношению к первой. Турмалинизация не выделена как самостоятельный тип околорудных изменений, поскольку турмалин, хотя и является характерным минералом, но присутствует в породах в незначительных количествах и всегда совместно с ранним кварцем.

Возрастные соотношения раннесерицитизированных и раннеокварцованных пород определяются тем, что в брекчиях обломки нацело серицитизированных пород нередко цементируются кварцем, проросшим турмалином. Процесс окварцевания был длительным, «сквозным» и со-

провождал отложение не только кварц-хлорит-касситеритовых руд, но и сульфидов; в последнем случае окварцованные участки лишены турмалина, но содержат неравномерную, тонкораспыленную вкрапленность сульфидов. В зальбандах прожилков позднего безрудного кварца наблюдается слабое окремнение вмещающих пород.

3) **Хлоритизация** развита в меньшей степени, чем серицитизация и окварцевание. Интенсивность хлоритизации неравномерна — от появления отдельных чешуек хлорита и их скоплений до полного замещения цемента породы; хлорит частично замещает также зерна полевых шпатов и кварца. Наибольшей полноты хлоритизация достигает в брекчиях, сцементированных кварц-хлорит-касситеритовыми рудами, причем окварцевание и хлоритизация, генетически связанные с этой стадией, в одних случаях пространственно разделены и проявляются мозаично, в других — происходит наложение одного процесса на другой (обычно окварцевания на хлоритизацию), поскольку развитие хлоритизации в раннеокварцованных породах затруднено из-за понижения проницаемости пород при окварцевании. Хлоритизация продолжалась, хотя и с меньшей интенсивностью, и во время отложения сульфидов.

Хлориты представлены магниально-железистыми разностями ряда прохлорита — дафнита со значительным содержанием глиноземистого компонента ( $N_g - N_p = 0,005 - 0,012$ ). Преобладают рипидолиты с  $N_m > 1,610$  до  $N_m = 1,65 - 1,66$ , соответствующего даже афросидериту и дафниту. Анализ дебаеграмм хлоритов по методу В. И. Михеева [3] показывает, что содержание тетраэдрического алюминия в них превышает 1,7 атома катионов, а количество железа составляет до 3,5 атома катионов.

Высокая железистость хлоритов объясняется тем, что их образование происходило в условиях неравномерного, но почти непрерывного привноса железа. Высокая первоначальная насыщенность растворов железом и постепенное падение потенциала этого компонента в кварц-хлорит-касситеритовую стадию зафиксированы в зональной окраске касситерита. Позже колебания в содержании железа, наряду с другими факторами, обусловили в одних случаях отложение сплошных масс окислов железа, в других — образование сульфидов с различной железистостью, от пирротина до практически безжелезистого галенита. Хлоритизация без видимой связи с оруденением приурочена к участкам серицитизированных пород, что обусловлено сходством структур этих слоистых алюмосиликатов. Хлориты по серициту имеют пониженную железистость, но также богаты глиноземом и относятся к ряду прохлорита — корундофиллита; по рентгенометрическим данным содержание тетраэдрического глинозема в них 1,2, магния — до 3,8 атома катионов.

Наиболее поздний, возможно гипергенный, хлорит, развивающийся по безрудным карбонатам, относится к ряду пеннина — делессита.

Актинолит и эпидот присутствуют в гидротермально-измененных породах в незначительных количествах. Актинолит образовался главным образом за счет окислов кальция, магния и железа, вытесненных в ходе ранней серицитизации; эпидот замещает поздний хлорит и карбонаты.

4) **Сульфидизация** состоит в образовании мелкой метасоматической вкрапленности сульфидов в зальбандах рудных тел и сопровождается привносом цинка, свинца и меди во вмещающие породы месторождения [5].

5) **Замещение сидерит-каолинитовым агрегатом.** Одна из своеобразных черт месторождения состоит в существовании пострудной сидерит-каолинитовой стадии. Проявляется она очень широко, накладываясь на все описанные минеральные ассоциации. Отмечается большая распространенность измененных пород этого типа в верхних горизонтах

Таблица химического состава гидротермально-измененных кварцевых порфиров

Оксиды	1	2*	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	74,64	73,41	73,67	75,24	60,04
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,70	0,25	0,28	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	12,97	10,73	8,22	8,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	2,94	3,05	6,49	17,28
FeO	0,95	1,76	3,90	1,70	2,94
MnO	0,09	0,09	0,09	0,09	0,28
MgO	0,34	0,22	0,01	0,42	0,84
CaO	1,12	0,67	0,57	0,30	0,47
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	0,20	следы	следы	следы
K <sub>2</sub> O	4,18	4,00	3,54	1,60	следы
H <sub>2</sub> O	0,03	0,12	0,40	0,19	0,10
п.п.п.	1,12	2,97	3,77	5,57	9,31
Сумма	99,53	100,05	99,98	100,10	100,19

Примечание: 1. Неизменный кварцевый порфир, среднее из 14 образцов для Приморского края (анализ 2619) [4]; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и SO<sub>3</sub> исключены.

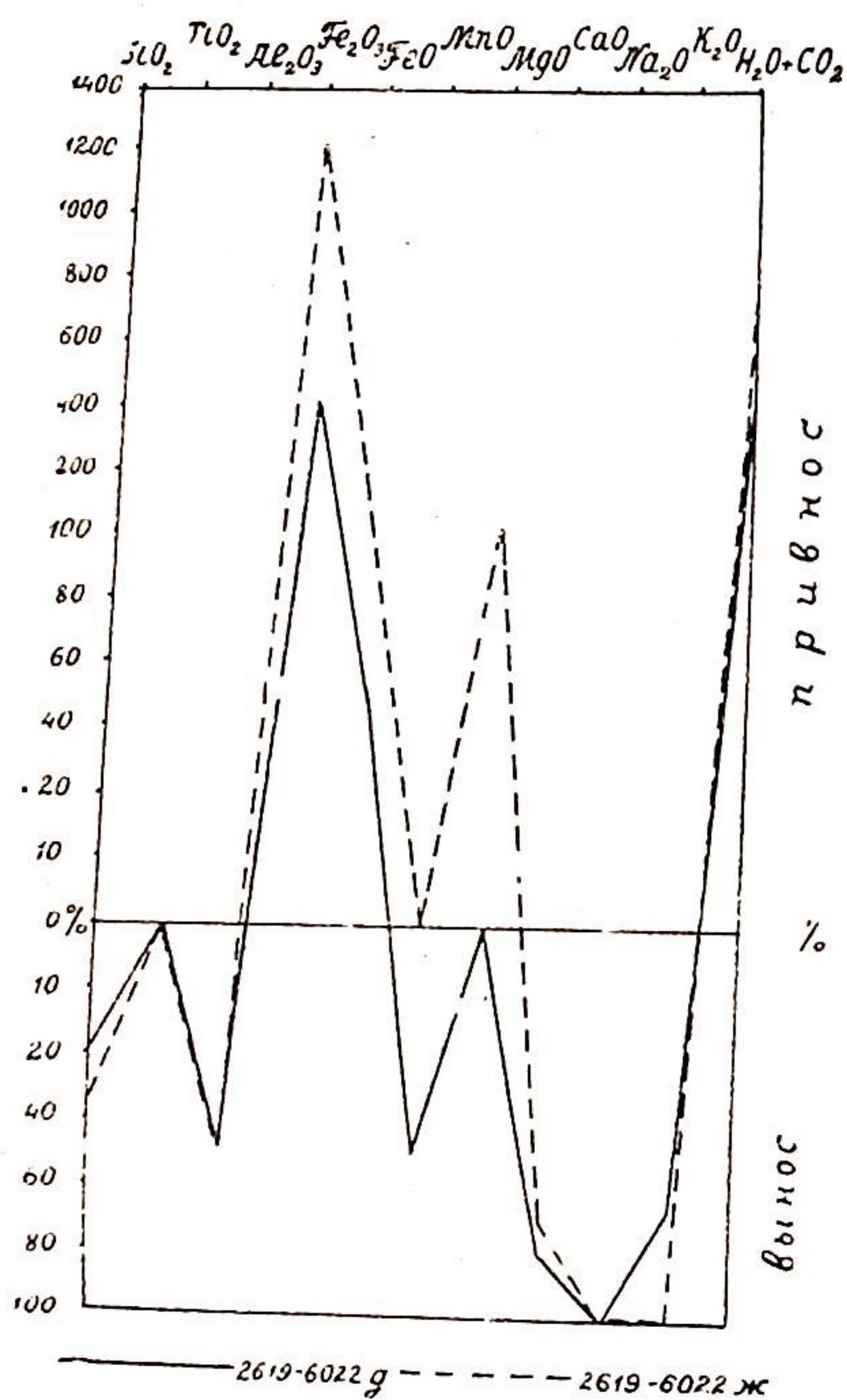
2. Кварц-серицитовая порода по кварцевому порфиру (обр. 6027).

3. Кварц-гидрослюдистая порода по кварцевому порфиру, с небольшим количеством наложенного сидерита (обр. 6028а).

4. Кварц-гидрослюдистая порода по кварцевому порфиру, в значительной степени замещенная сидерит-каолинитовым агрегатом (обр. 6022д).

5. Серицитизированный кварцевый порфир, интенсивно замещенный сидерит-каолинитовым агрегатом (обр. 6022ж).

\* Анализы 2—5 выполнены в химической лаборатории ДВГИ.



Сравнение химического состава кварцевых порфиров (обр. 6022д и 6022ж — гидротермально-переработанные породы, обр. 2619 — неизменные) с помощью ионно-кислородного метода Барта. Сравнение производится в процентах к количеству катионов в стандартной ячейке обр. 2619

месторождения по сравнению с нижними. Гнезда сидерита и каолинита выполняют нередко пустоты растворения, в которых сидерит образует друзы уплощенно-ромбоэдрических кристаллов. Каолинит, для которого рентгенометрически доказана принадлежность к дикииту, является более поздним и выполняет центральную часть таких биминеральных выделений. Лучше всего замещаются сидерит-каолинитовым агрегатом участки ранее серицитизированных или хлоритизированных пород.

В предрудных дайках кварцевых порфиров серицитизация, как отмечалось выше, происходила в кислой среде, т. е. с частичным выносом щелочей и выделением кварца за счет разложения полевых шпатов. На серицитизацию в кварцевых порфирах повсеместно, но с разной интенсивностью, накладывается процесс замещения сидерит-каолинитовым агрегатом. Анализы 2—5 в таблице расположены в порядке возрастания измененности пород. Как следует из таблицы и рисунка, в ходе этого наложенного процесса из серицитизированных кварцевых порфиров,

кроме щелочей и кальция, выносились также кремнезем и глинозем; оставшийся в породе глинозем фиксировался в каолините. Напротив, привносилось большое количество углекислоты и железа, часть которого выделилась в форме гидроокислов. Привнос магния на диаграмме объясняется присутствием в породе небольшого количества еще более поздних анкерита и доломита.

6) Карбонатизация. В последнюю (кварц-карбонатную) стадию кальцит, анкерит и доломит метасоматически отлагались в зальбандах карбонатных прожилков.

Анализ возрастных соотношений указанных минеральных ассоциаций и сравнение величин рН для слагающих их минералов [1, 2] позволяют считать, что в процессе метасоматической переработки вмещающих пород месторождения существует три стадии:

1) дорудная, слабощелочная стадия. Она обусловила раннюю серицитизацию осадочных пород;

2) стадия кислых растворов в основном продуктивная. Ей соответствуют 1—6 стадии рудоотложения (по Н. И. Лаврику), а также окварцевание, хлоритизация, сульфидизация и замещение пород сидерит-каолинитовым агрегатом;

3) пострудная щелочная стадия — отложение кварца и карбонатов, позднее окремнение и карбонатизация вмещающих пород.

На границе первой — второй и второй — третьей стадий явление нейтрализации растворов отмечалось массовым отложением кварца как в составе рудных тел, так и во вмещающих породах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. — Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
2. Карюкина В. Н. — Определение рН суспензии минералов. Госгеолтехиздат, 1953.
3. Михеев В. И. — Рентгенометрический определитель минералов, 1957.
4. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1961.
5. Хетчиков Л. Н., Константинов Р. М. — Геология рудных месторождений, № 4, 1959.

ОТАЛЬКОВАНИЕ ОЛИВИНОВ И ПИРОКСЕНОВ  
В АНОРТОЗИТАХ И ГАББРОИДАХ ДЖУГДЖУРА

С. А. Коренбаум, А. М. Ленников

*(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)*

Среди основных пород хребта Джугджур — анортозитов, норитов, габбро-норитов, габбро, оливиновых габбро, габбро-пироксенитов, рудных оливиновых габбро и других — широким распространением пользуются их амфиболитизированные, хлоритизированные и альбитизированные разновидности. Приурочены они чаще всего к зоне глубинного Джугджурского разлома и реже — к участкам локальных тектонических трещин и областям развития палеозойских и мезозойских гранитоидов.

Выделяется две стадии вторичных изменений. В первую, наиболее высокотемпературную стадию амфиболитизации пироксены (гиперстен  $f = 28-40$ , авгит  $f = 10-32$ ) и оливин ( $f = 58-70$ ) первичных пород замещаются буро-зеленой роговой обманкой ( $f = 50\%$ ). Одновременно наблюдается понижение основности плагиоклазов от андезин-лабрадора и лабрадора (№ 45—62) до андезина и олигоклаза (№ 15—38).

На более низкотемпературной хлорит-актинолитовой стадии вторичные амфиболы, первичные пироксены, оливин и рудный минерал замещаются актинолитом ( $f = 20$ ), хлоритом (прохлорит) с одновременным выделением вторичного магнетита и агрегатов лейкоксена. Одновременно с хлоритизацией темноцветных минералов наблюдается также понижение основности плагиоклаза до андезина, олигоклаза и альбита (пятнистая и полосчатая альбитизация), выделения эпидота и серицита.

К локальным тектоническим трещинам и зонам дробления приурочены участки окварцевания, эпидотизации и сульфидизации (пирит, халькопирит, галенит). Все темноцветные минералы в этих зонах хлоритизированы, плагиоклазы частично (пятнами) альбитизированы, замещены кварцем и серицитом. Характер минеральных ассоциаций указывает на зависимость их от химического состава пород, подвергшихся вторичным изменениям: от железистости первичных минералов.

В породах анортозитового комплекса широко распространено замещение пироксенов и оливина тальком с одновременным выделением магнетита и образованием своеобразных концентрически-зональных структур, состоящих из перемежающихся слоев талька и магнетита (рис. 1). Такие структуры образуются или на месте отдельных зерен оливина, или в ячейках между пересекающимися линейными трещинами, отмеченными в шлифах прямолинейными жилками магнетита.

На контакте зерен оливина (или гиперстена) и плагиоклаза в результате диффузии образуется серия реакционных зон (рис. 2). Обычно имеет место следующая зональность: плагиоклаз № 50 — альбитизированный плагиоклаз — двупреломляющий ( $N_g - N_p = 0,010$ , очевидно, высокоалюминистый) хлорит — хлорит изотропный — актинолит — тальк — гиперстен (оливин). Мощность отдельных зон составляет десятые или сотые доли миллиметра. Зональность не всегда бывает полной.

в некоторых случаях выпадают зоны двупреломляющего хлорита, актинолита, часто отсутствует зона альбитизированного плагиоклаза. Очень редко сохраняются реликты зерен оливина.

Зональность является биметасоматической. Хлоритизация плагиоклаза сопровождается привнесением магния из оливина и выносом кремнезема, который фиксируется в зоне талька. Более высокая подвижность кремнезема, чем глинозема, приводит к образованию десилицированной хлоритовой зоны. Характерный зигзаг десиликации хорошо виден на треугольной диаграмме (рис. 3, а). При образовании описываемой зональности происходило также перемещение кальция, который выносился из плагиоклаза и затем осаждался в зоне актинолитовой породы. На треугольной диаграмме (рис. 3, б) отчетливо фиксируется зигзаг «декальцизации» на месте лишенных кальция зон.



Рис. 1. Концентрически-зональная структура тальково-магнетитовой породы (шлиф  $\frac{A-21}{183}$ ; ув.  $\times 120$ ; николи II)

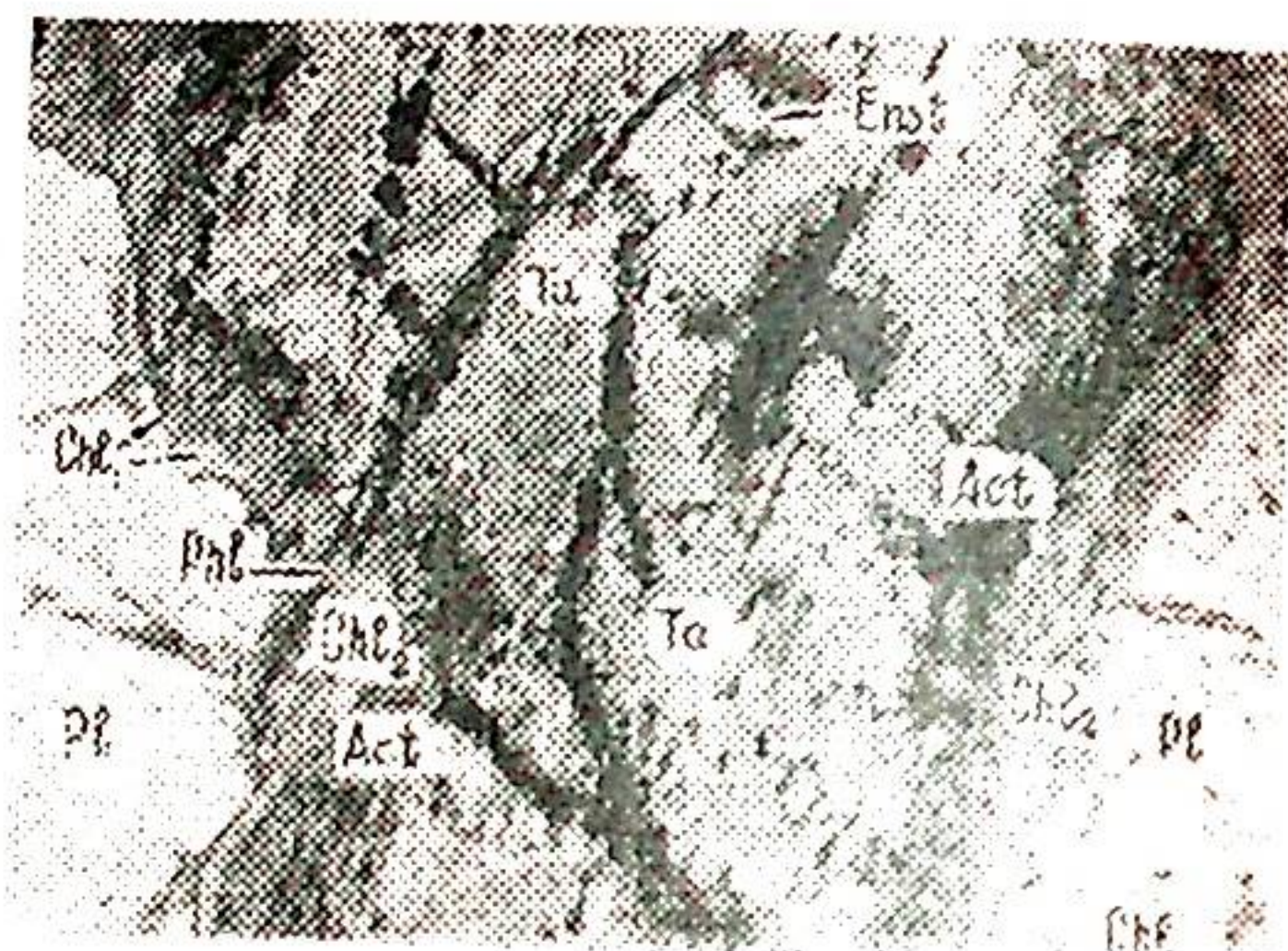


Рис. 2. Зональность на контакте зерна плагиоклаза и гиперстена; Pl — плагиоклаз; Chl<sub>1</sub> — хлорит двупреломляющий; Chl<sub>2</sub> — хлорит изотропный; Act — актинолит; Ta — тальк; Enst — энстатит; Phl — иголки флогопита; черное — магнетит (шлиф  $\frac{Л-7}{28}$ ; ув.  $\times 100$ ; николи II)

Зональность, во многом аналогичная описанной, но в значительно более крупных масштабах, отмечается на многих тальковых месторождениях в контакте гипербазитов с алюмосиликатными породами.

Вокруг зерен оталькованного оливина по вмещающим полевошпатовым породам развиваются жилки хлорита. Полевой шпат замещается эпидотом, более кислым плагиоклазом, реже — актинолитом. Ассоциация эпидота с плагиоклазом № 35 позволяет по диаграмме Рамберга [2] приблизительно определить температуру этого процесса в 350—400°.

Вторичные изменения, с которыми связано оталькование, имели место в условиях слабой подвижности компонентов. Даже отдельные мелкие зерна оливина и гиперстена, рассеянные в массе полевошпатовой породы, замечаются тальком, а не актинолитом или хлоритом.

Наиболее обычным процессом замещения оливинных пород, как известно, является их серпентинизация. Однако по оливину в породах Джугджура развивается тальк с магнетитом или тальк и серпентин с магнетитом. В Лантарской части массива, где оливин имеет железистость 50—60%, он замещается тальком в ассоциации с серпентином, а в Геранской части, где железистость оливина достигает 70%, — тальком. В данном случае очевидна зависимость продуктов замещения от железистости замещенного оливина. Эта зависимость хорошо видна на рис. 4, где показано, что с повышением железистости оливина парагенезис развивающихся по нему минералов будут сменяться в следующей последовательности: серпентин — брусит — магнетит, серпентин — тальк — магнетит, тальк — кварц — магнетит.

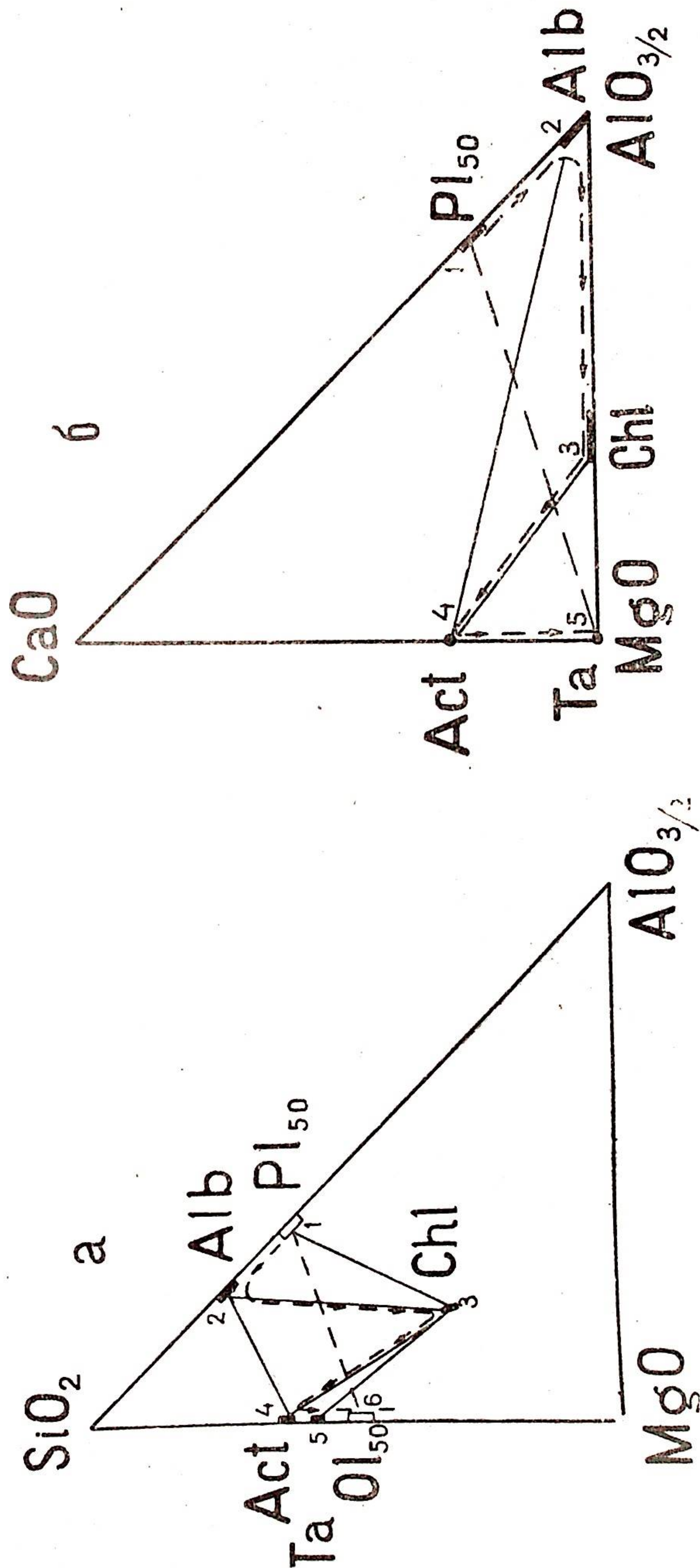


Рис. 3. Парагенезисы минералов на контакте плагиоклаза и оливина (энстатита). Пунктиром показано изменение состава пород по зонам. Pl<sub>50</sub> — основной плагиоклаз и его номер; Alb — альбит; Chl — хлорит; Act — актинолит; Ta — тальк; Ol<sub>50</sub> — оливин и его железистость.

Особенностью вторичных изменений пород Джугджура является замещение тальком минералов с высокой железистостью. Вместо талька в аналогичных случаях, как правило, развивается куммингтонит. Появление в железистых породах талька или куммингтонита определяется при постоянных температуре и давлении потенциалами воды и кислорода. Влияние этих факторов на равновесные соотношения между тальком и минералами ряда куммингтонит — антофиллит в присутствии кварца, магнетита и серпентина рассмотрено на диаграмме химических потенциалов кислорода и воды (рис. 5а, 5б).

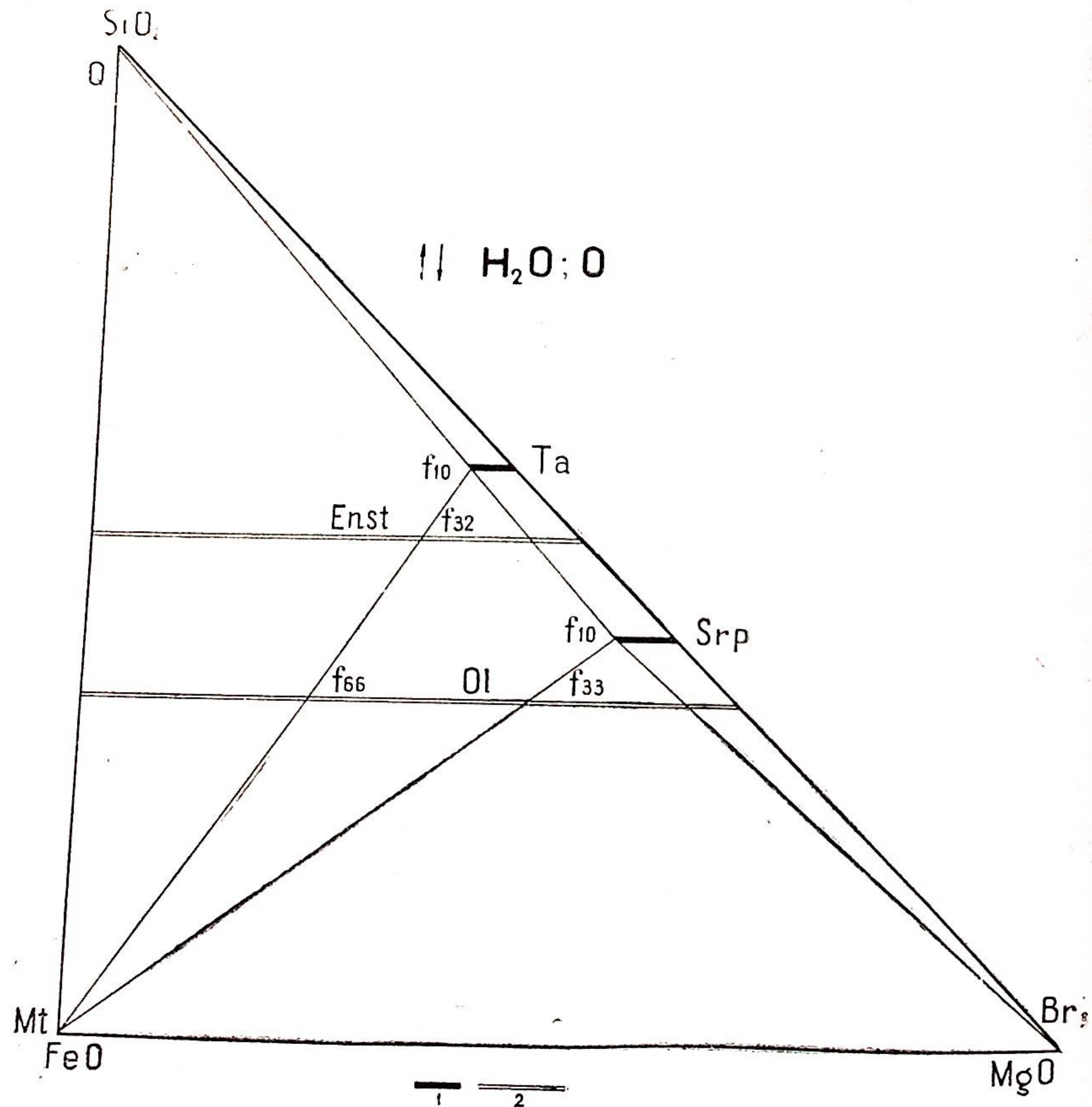


Рис. 4. Зависимость парагенезисов вторичных минералов от железистости замещенных оливина или гиперстена: Q — кварц; Mt — магнетит; Ta — тальк; Srp — серпентин; Br — брусит; Ol — минералы ряда форстерит-фаялит; Enst — минералы ряда энстатит-ферросилит;  $f_{33}$  — железистость минерала. 1 — вторичные минералы; 2 — первичные минералы

Железистость талька и серпентина принята изменяющейся от 0 до 10%; на большей части диаграммы железистость этих минералов максимальна. Железистость минералов куммингтонит-антофиллитового ряда изменяется в широких пределах и зависит от потенциалов воды и кислорода. При постоянстве потенциалов воды и кислорода железистость куммингтонита в различных парагенезисах неодинакова.

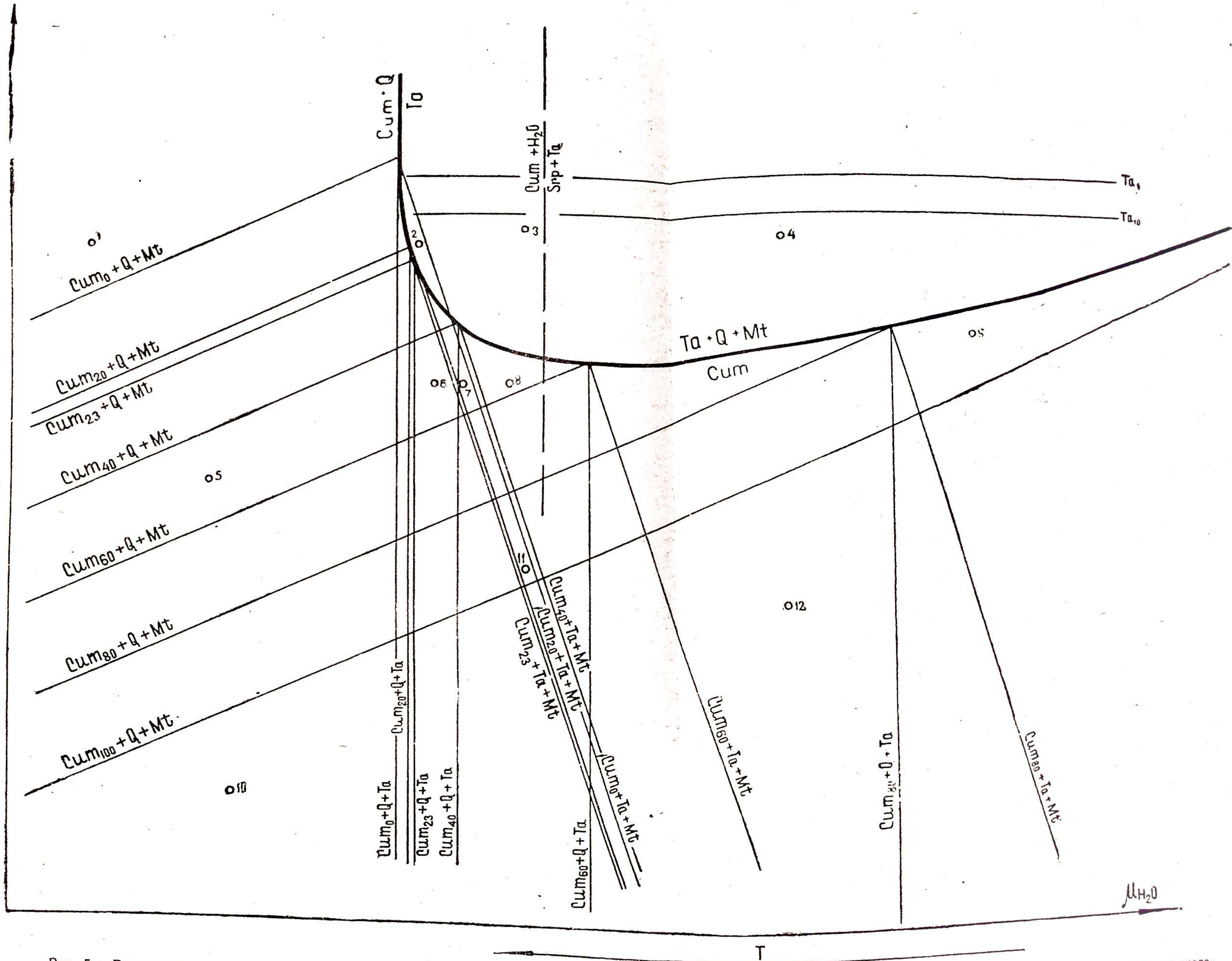


Рис. 5а. Диаграмма зависимости парагенезисов талька и куммингтонита в системе  $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{FeO}$  от потенциалов воды и кислорода.  $\text{Cum}_{20}$  — магнезиально-железные амфиболы (куммингтонит, антофиллит) и их железистость;  $\text{Mt}$  — магнетит,  $\text{Q}$  — кварц;  $\text{Srp}$  — серпентин;  $\text{Ta}_{10}$  — тальк и его железистость

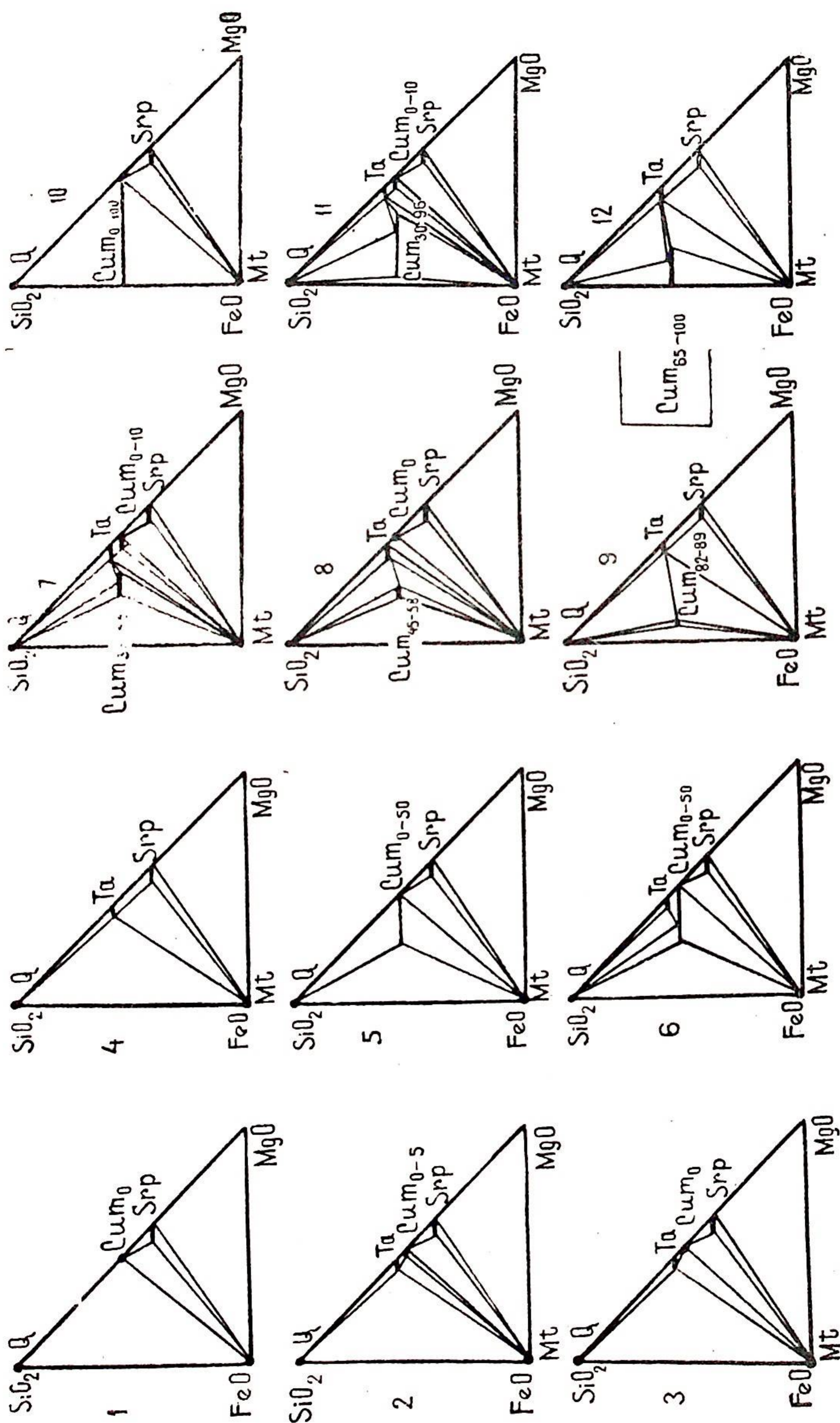
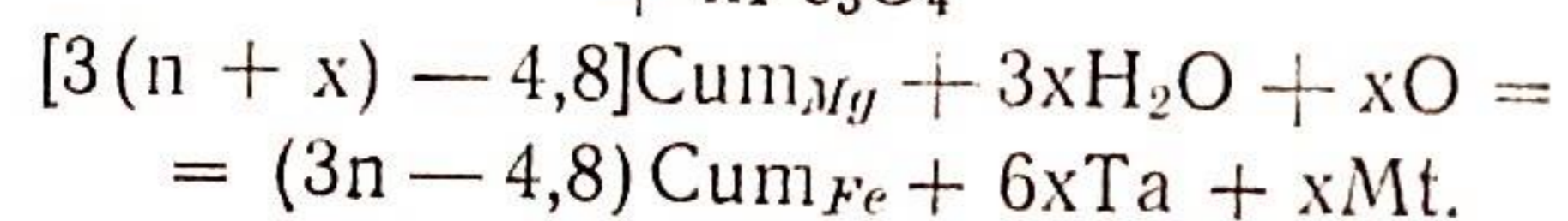
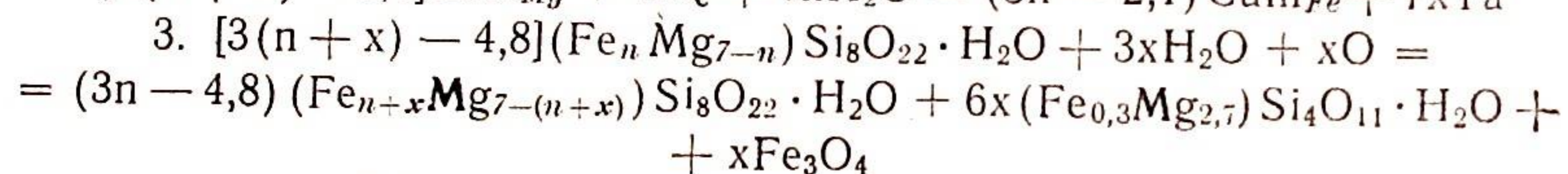
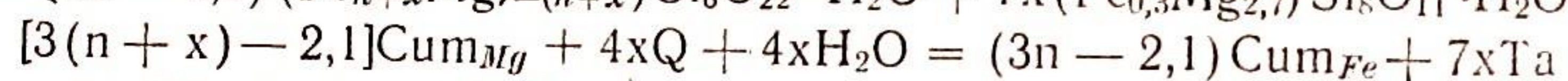
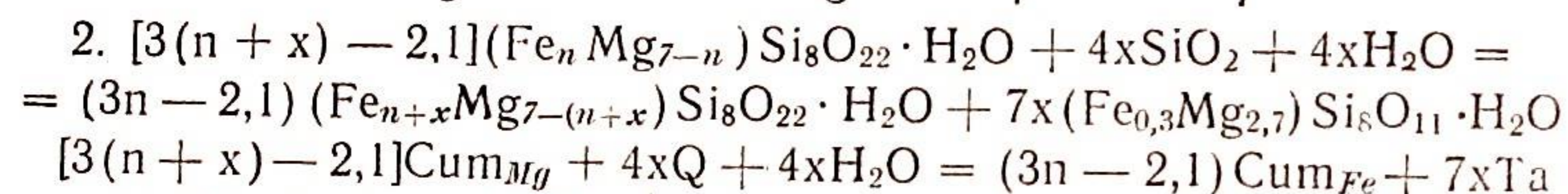
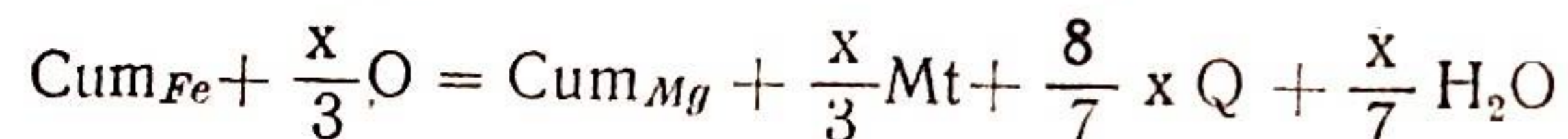
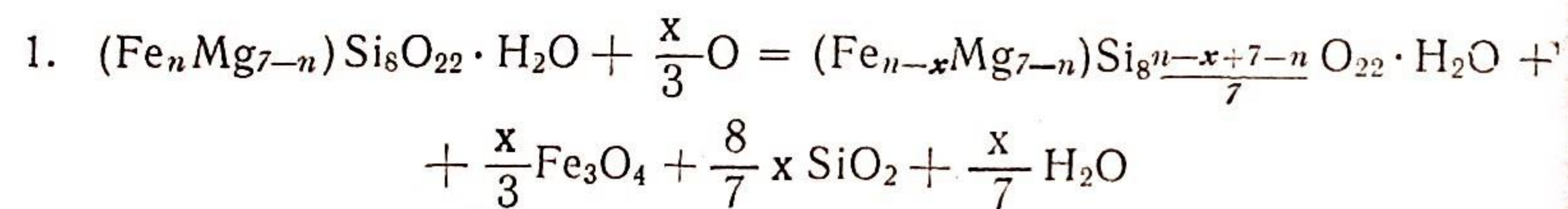


Рис. 56. Диаграмма зависимости парагенезисов талька и кумингтонита в системе  $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{FeO}$  от потенциалов воды и кислорода.  $\text{Cum}_{20}$  — магнетитно-железистые амфиболы (кумингтонит, антофиллит) и их железистость;  $\text{Mt}$  — магнетит;  $\text{Q}$  — кварц;  $\text{Srp}$  — серпентин;  $\text{Ta}$  — тальк и его железистость

В рассматриваемой пятикомпонентной системе  $\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O} - \text{O}$  трехминеральные ассоциации имеют две степени свободы. При условии постоянства состава куммингтонита число степеней свободы снижается до единицы и, следовательно, в трехминеральном равновесии куммингтонит определенного состава может существовать на диаграмме вдоль некоторой моновариантной линии.

На диаграмме показаны линии постоянной железистости для куммингтонит-антофиллитового амфибола в следующих парагенезисах: 1) куммингтонит + кварц + магнетит; 2) куммингтонит + тальк + магнетит; 3) куммингтонит + тальк + кварц. Эти равновесия определяются следующими уравнениями:



Углы наклона соответствующих линий на диаграмме  $\mu_0 - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$

составляют: 1)  $\text{tg } \alpha = \frac{\frac{x}{7}}{\frac{x}{3}} = \frac{3}{7}$ ; 2)  $\text{tg } \alpha = \frac{4x}{0} = \infty$ ; 3)  $\text{tg } \alpha = \frac{3x}{x} = 3$ .

Три линии, соответствующие куммингтониту определенного состава, пересекаются в одной точке, лежащей на кривой разложения куммингтонитов на кварц, магнетит и тальк. В этой точке куммингтонит определенного состава находится в равновесии одновременно с кварцем, магнетитом и тальком.

Как видно на диаграмме из приведенных выше реакций, при низком химическом потенциале воды тальк неустойчив при любых значениях потенциала кислорода. Максимальная железистость куммингтонита в каждой точке диаграммы определяется потенциалом кислорода, что хорошо видно при сравнении парагенезисов в точках 1, 5 и 10 (рис. 5а, 5б).

Повышение потенциала воды приводит к образованию талька. Тальк образуется путем реакции маложелезистого куммингтонита (антофиллита) с кварцем и в восстановительных условиях при повышении потенциала воды становится устойчивым в парагенезисе со все более железистыми куммингтонитами.

Дальнейшее повышение потенциала воды приводит к разложению куммингтонита на тальк и магнетит. Разложению легче всего подвергается куммингтонит с железистостью около 23, более железистые и более магнезиальные разновидности его при этом оказываются устойчивыми (точки 7, 8, 11; рис. 5а, 5б). С ростом потенциала воды становятся устойчивыми все более железистые и крайне магнезиальные члены куммингтонит-антофиллитового ряда минералов. Однако «градиент» изменения железистости куммингтонитов с ростом потенциала воды уменьшается,

и, как видно на диаграмме, железистые куммингтониты в ассоциации с тальком и магнетитом устойчивы при высоких значениях химического потенциала воды (точки 9, 12; рис. 5а, 5б).

В более окислительных условиях возможно полное исчезновение железистых куммингтонов, которые разлагаются на тальк, кварц и магнетит. Куммингтониты с железистостью менее 23 не разлагаются, но с увеличением химического потенциала воды магнезиальность их быстро повышается. Тальк оказывается устойчивым лишь с крайними магнезиальными членами куммингтонит-антофиллитового ряда (точки 2, 3; рис. 5а, 5б). При высоких значениях потенциала воды магнезиальные члены куммингтонитового ряда должны разлагаться на тальк и серпентин. На диаграмме показана вертикальная линия, соответствующая этой реакции разложения, ограничивающая область распространения магнезиального амфибола, правее которой он становится неустойчивым (точки 4, 9, 12; рис. 5а, 5б). Положение этой линии на диаграмме несколько условно и, очевидно, может изменяться в зависимости от условий, которые здесь не учитываются. Относительно высокое содержание железа, даже в самых магнезиальных из известных в природе минералов куммингтонит-антофиллитового ряда, позволяет сделать предположение, что разложение их на тальк и серпентин с выделением магнетита будет происходить раньше, чем смогут образоваться их чисто магнезиальные разновидности.

Изменение потенциала летучих компонентов в большинстве случаев обратно пропорционально изменению температуры. Особенно явно эта связь проявляется в реакциях с участием воды. Следовательно, парагенезисы левой нижней части диаграммы являются более высокотемпературными, чем парагенезисы правой части. Отсюда следует, что образование талька в ассоциации с куммингтонитом, кварцем и магнетитом возможно только в условиях достаточно низких температур.

В окислительных условиях тальк может ассоциировать только с магнезиальными куммингтонитами (с железистостью менее 20—25%).

В восстановительных условиях с уменьшением температуры тальк в парагенезисе с кварцем должен находиться в ассоциации со все более железистым куммингтонитом. Область существования куммингтонитов с падением температуры сокращается.

При снижении температуры куммингтониты со средней железистостью неустойчивы, сохраняют свою устойчивость только железистые и крайне магнезиальные члены ряда. Влияние кислорода и температуры на рассматриваемые равновесия особенно велико, когда в реакциях принимают участие минералы куммингтонит-антофиллитового ряда, обладающие средней и низкой железистостью.

Исходя из вышесказанного, предполагаем, что вторичные изменения в породах Джугджурского анортозитового массива, в которых куммингтонит является большой редкостью, имели место преимущественно в окислительных условиях. Примером пород, возникших в восстановительных условиях, могут служить тальковые и куммингтонитовые сланцы Кривого Рога. По данным Н. И. Половко, Г. В. Жукова, приведенным Н. П. Семененко и др. [1], минералы куммингтонитового ряда в парагенезисе с кварцем и магнетитом обычно имеют железистость 60—80%. В богатых магнием породах тех же горизонтов в ассоциации с тальком железисто-магнезиальные амфиболы представлены минералами ряда антофиллит-жедрит с содержанием железистого компонента не выше 20%.

На рис. 5а, 5б видно, что минеральные ассоциации подобного состава могли возникнуть в условиях, примерно соответствующих полю диаграммы между точками 7 и 11.

1. Семененко Н. П. и др. — Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. АН УССР, 1956.  
 2. Ramberg H. — The facies classification of rocks; a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and viens. Journ. of Geology, v. 57, 1949.

## МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА В ПОГИНСКОМ МАССИВЕ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

А. А. Толок, А. М. Материкова

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

В Погинском массиве нефелиновых сиенитов встречено несколько видов и разновидностей минералов группы эпидота: эпидот, серый и розовый клиноцоизит, цоизит, пьемонтит, тулит и ортит. Пьемонтит, насколько нам известно, впервые обнаружен в Приморье.

Интрузив нефелиновых сиенитов, предположительно юрского возраста, расположен в зоне Центрального разлома Сихотэ-Алиня, среди отложенный верхнего палеозоя. Он имеет состав, близкий к таковому среднего нефелинового сиенита (полевых шпатов — 60—70%, нефелина — 15—20%, темноцветных минералов — 10—20%). В магматическую стадию минералообразования кристаллизовались микроклин, нефелин, альбит I, содалит I, авгит, эгирин-авгит, эгирин I, арфведсонит, биотит; акцессорные минералы — ильменит, титаномагнетит, лопарит, сфен. В высокотемпературную постмагматическую стадию возникли альбит II, эгирин II, содалит II, пирохлор, циркон и апатит; в низкотемпературную — натролит, либнерит и лейкоксен (анатазовый).

Под воздействием гидротермальных растворов, связанных с верхнемеловыми — нижнетретичными гранитоидами, массив нефелиновых сиенитов претерпел глубокое зеленокаменное изменение. На основании геологических и термометрических (декрепитация) данных, в процессе зеленокаменного изменения выделяется три стадии: кислотно-го выщелачивания (190—340°), карбонатизации (130—190°), цеолитизации (60—120°). Минералы группы эпидота образовались при зеленокаменном изменении нефелиновых сиенитов.

Эпидот является наиболее распространенным минералом из описываемой группы. Его образование связано со всеми тремя стадиями зеленокаменного изменения нефелиновых сиенитов.

Эпидот I<sup>1</sup> встречается в псевдоморфозах хлорита по темноцветным минералам и в основной массе породы, а также в прожилках совместно с хлоритом и альбитом. В псевдоморфозах хлорита он наблюдается в виде мелкокристаллических агрегатов, а в основной массе породы и прожилках эпидот образует призматические кристаллы, длиной от 0,5 до 2 мм. Цвет фиштакково-зеленый. Уд. вес 3,48. Под микроскопом отличается высокой пестрой интерференционной окраской и хорошо проявленным плеохроизмом от зеленовато-желтого по *Nm* до бесцветного по *Ng*,  $-2V = 70^\circ$ . По оптическим данным, эпидот I относится к пистациту, т. е. к разности эпидота, наиболее богатой железом. Эпидот I из прожилков характеризуется меньшей железистостью. Спек-

<sup>1</sup> Цифра указывает на принадлежность минерала к той или иной стадии зеленокаменного изменения.

тральным анализом<sup>2</sup> в эпидоте I обнаружены акцессорные марганец, стронций, цирконий, титан, германий, галлий, олово, свинец, бериллий.

В стадию карбонатизации эпидот I разлагается, избыточное железо выделяется в форме магнетита, кальций из пород выносятся, и в прожилках образуется эпидот II. Последний ассоциируется с кальцитом, клиноцоизитом, хлоритом, пренитом и альбитом. Цвет желтовато-зеленый. Уд. вес 3,3. В отличие от эпидота I характеризуется низкими цветами интерференции и слабопроявленным плеохроизмом. Оптические свойства эпидота II изменчивы даже в одном кристалле (табл. 1). Он менее железист, чем эпидот I, и, по данным спектрального анализа, не содержит циркония, германия, стронция. Новыми элементами-примесями являются медь, серебро и цинк.

Таблица 1

Оптическая характеристика эпидота II и клиноцоизита II

Эпидот -2V	Клино- цоизит +2V	Весовые % Fe <sub>2</sub> O <sub>3v</sub> *	Мол. % эпидота	Парагенетическая ассоциация
88		6	10	Кальцит, хлорит
72		16	33	
	82	3	6	Кальцит, альбит
	84	3	5	
68	72	20	40	Кальцит
72		16	33	
86	88	5	10	Кальцит, хлорит
82		9	18	
84		8	17	Кальцит, альбит
78		13	22	
84		8	17	Кальцит
	88	5	10	

\* Содержание железа и эпидотовой молекулы в минералах группы эпидота вычислены по диаграмме Ниггли (1).

Эпидот III постоянно ассоциируется с кальцитом, цеолитами, клиноцоизитом, пьомонтитом и тулитом, с которыми образует прожилки. Выделяется две его разновидности — зеленовато-желтая и фиштакково-зеленая. Первая более характерна для прожилков с клиноцоизитом, пьомонтитом, пиритом и цеолитами (ломонтит, гейландит), вторая — обычна для прожилков, в состав которых входят только альбит, кальцит и в небольшом количестве ломонтит. Зеленовато-желтый эпидот имеет уд. вес 3,35, характеризуется слабым проявлением плеохроизма, -2V = 76—88°, что соответствует содержанию 6—12% трехоксида железа [1]. Фиштакково-зеленый эпидот с уд. весом 3,51 отличается четким плеохроизмом и высокими цветами интерференции, -2V = 70—74°, содержание трехоксида железа 13—17%. По данным спектрального анализа, железистый эпидот характеризуется большим набором элементов-примесей, по сравнению с маложелезистым (табл. 2).

Клиноцоизит II тесно ассоциируется с эпидотом II. Кристаллы размером 0,5—1 см, имеют призматическую форму. Цвет серовато-желтый. Уд. вес 3,28. Под микроскопом отличается аномальной чернильно-синей интерференционной окраской и слабо проявленным плеохроизмом от бесцветного по *Np* до желтоватого по *Nm*. Оптическая характеристика минерала приведена в табл. 1.

Клиноцоизит III находится в парагенезисе с кальцитом, зеленовато-желтым эпидотом III, пьомонтитом, тулитом и хлоритом. Выделяются две его разновидности — серая и розовая. Розовая разновидность

<sup>2</sup> Спектральные анализы, приводимые в работе, выполнены в спектральном кабинете ДВГИ аналитиком В. В. Лапиной.

Таблица 2

Спектральные анализы минералов группы эпидота из Погинского массива нефелиновых сиенитов

Минералы	Компоненты в %						
	Эпидот зелено- вато-желтый	Эпидот фиштакково- зеленый	Клиноцоизит серый	Клиноцоизит розовый	Клиноцоизит розовый	Клиноцоизит розовый	Цоизит
Fe	4—6	9	4—6	0,7—0,9	0,7—0,9	0,7—0,9	1—3
Mn	0,4—0,6	4—6	0,4—0,6	0,7—0,9	0,7—0,9	0,7—0,9	0,7—0,9
Be	сл.	сл.	0,04—0,06	0,4—0,6	0,4—0,6	0,4—0,6	0,1—0,3
Sr	—	—	—	0,4—0,7	—	0,1—0,3	—
Pb	—	0,004—0,006	—	0,001—0,003	0,001—0,003	0,04—0,06	—
Sn	—	сл.	—	—	—	—	—
Ga	0,004—0,006	0,007—0,009	0,04—0,06	0,04—0,06	0,004—0,006	0,04—0,06	0,004—0,006
Mo	—	—	—	—	—	—	—
Cu	сл.	0,001—0,003	0,001—0,003	—	0,004—0,006	0,001—0,003	—
Zn	—	—	0,04—0,06	—	—	—	—
Nb	—	0,04—0,06	—	0,004—0,006	—	—	—
Zr	0,004—0,006	1—3	0,4—0,6	—	—	—	—
La	—	0,04—0,06	—	—	—	—	0,01—0,03
Ce	—	0,01—0,05	—	—	—	—	0,04—0,06
Y	—	0,01—0,05	—	—	—	—	—

клиноцоизита ранее ошибочно относилась то к тулиту, то к пьомонтиту. Розовый клиноцоизит образует шестоватые кристаллы, размером до 2—3 мм. Уд. вес 3,35. Под микроскопом почти ничем не отличается от серого клиноцоизита  $+2V = 70-86^\circ$ .  $Nm = 1,730-1,735$ ;  $Ng = 1,716-1,724$ . Серый клиноцоизит имеет уд. вес более низкий — 3,27, в чем, помимо окраски, и заключаются различия. В табл. 3 приводятся межплоскостные расстояния розового клиноцоизита.

Таблица 3

Межплоскостные расстояния ( $d_{ln}$ ) розового клиноцоизита

Fe — антикатод;  $2R = 57,3$ ;  $d = 0,4$ ;  $30kv \times 12mA$ ; 6 часов

№ линии	$d_{ln}$	$I$	№ линии	$d_{ln}$	$I$
1	3,99	4	15	1,863	8
2	3,46	4	16	1,795	3
3	3,18	7	17	1,742	1
4	3,06	3	18	1,685	2
5	2,88	10	19	1,625	10
6	2,79	4	20	1,583	5
7	2,68	6	21	1,572	5
8	2,60	6	22	1,480	7
9	2,53	6	23	1,430	2
10	2,40	8	24	1,397	9
11	2,29	5	25	1,387	9
12	2,16	5	26	1,337	5
13	2,10	6	27	1,291	5
14	2,06	5	28	1,258	8

Цоизит совместно с ломонтином встречается в гнездах слюдиисто-альбитовых пород, т. е. он возник в стадию цеолитизации. Цоизит образует звездчатые агрегаты. Длина кристаллов достигает 0,5 см. Цвет грязно-серый. Уд. вес 3,33. В проходящем свете бесцветен.  $Ng = 1,702$ ;  $Np = 1,690$ ;  $2V = +40^\circ-60^\circ$ . Состав элементов-примесей приводится в табл. 2.

Пьомонит встречается совместно с розовым клиноцоизитом. По внешнему виду почти не отличается от розового клиноцоизита. Уд. вес 3,45—3,50. Под микроскопом характеризуется резко проявленным плеохроизмом от розоватого по  $Np$  до карминово-красного по  $Nm$ ,  $+2V = 80-85^\circ$ ,  $Nm = 1,752$ ;  $Np = 1,730$ . В табл. 4 приводятся межплоскостные расстояния пьомонита.

Тулит обнаружен в прожилках совместно с розовым клиноцоизитом в виде призматических кристалликов, размером до 1 мм,  $+2V = 50-60^\circ$ . Характерен плеохроизм от желтого по  $Nm$  (1,702) до розового по  $Np$  (1,695).

Ортит является очень редким минералом. Он ассоциируется с эпидотом I в альбит-хлоритовых прожилках. Отличается резко проявленным плеохроизмом:  $Np$  (1,732) — желто-коричневый,  $Nm$  (1,757) — красно-коричневый.

Зеленокаменное изменение нефелиновых сиенитов, как установлено нами, связано с воздействием кислых гидротермальных растворов. Взаимодействие кислого раствора с породой, богатой щелочами, должно приводить к его нейтрализации и дальнейшему превращению в раствор со щелочной реакцией. Наши расчеты реакций замещения эгирина-авгита хлоритом, нефелина — серицитом и др. показывают, что они происходят с поглощением водородных ионов, т. е. подтверждают это. Быстрая

Таблица 4

Межплоскостные расстояния ( $d_{ln}$ ) пьомонита

Fe — антикатод;  $2R = 57,3$ ;  $d = 0,4$ ;  $30kv \times 12mA$ ; 6 часов

По З. М. Ляшкевичу, 1958			Иссл. пьомонит	
№ линии	$d_{ln}$	$I$	$d_{ln}$	$I$
1	3,9832	1	3,98	3
2	3,4626	3	3,47	4
3	3,3328	3	3,34	8
4	2,8874	10	2,89	10
5	2,7873	8	2,80	4
6	2,6701	7	2,68	5
7	2,5851	7	2,59	5
8	2,4398	2	2,45	2
9	2,4010	8	2,39	8
10	2,2824	7	2,28	6
11	2,1559	4	2,16	6
12	2,1001	7	2,11	7
13	2,0126	1	—	—
14	1,8703	10	1,923	10
15	1,6315	10	1,627	10
16	1,6187	8	1,601	4
17	1,5861	7	1,581	4
18	1,5719	7	—	—
19	1,4508	8	1,453	8
20	1,4368	3	1,436	3
21	1,3984	10	1,539	8
22	1,3883	8	1,387	10
23	1,3593	1	—	—
24	1,3394	3	1,340	4
25	1,3218	2	—	—
26	1,3057	2	1,304	2
27	1,2931	4	1,294	4
28	1,2617	7	1,259	8
29	1,2538	7	1,251	7

нейтрализация кислых растворов является причиной угнетенного развития типичных зон кислотного выщелачивания в нефелиновых сиенитах. Минералообразование, исключая узкие околотрещинные зоны с редким топазом, протекает в слабощелочной среде. Действительно, в породах развиты парагенезисы хлорита с серицитом и альбитом, которые синтезированы в условиях слабокислой, нейтральной и слабощелочной среды [2]. Эпидот I, находящийся в парагенезисе с указанными минералами, видимо, также образовался в слабощелочной среде.

Минералы группы эпидота, возникшие в стадии карбонатизации и цеолитизации, ассоциируются с кальцитом, альбитом и цеолитами, которые выпадают из умеренно щелочных растворов ( $pH = 9$ ). Обычно в прожилках и гнездах наблюдается следующая последовательность выделения минералов: цеолит или альбит → кальцит → хлорит и эпидот. В этом ряду основность катионов падает в том же направлении, значит минералообразование происходило в условиях понижающейся щелочности растворов. Такой порядок выпадения минералов соответствует экспериментальным данным [2]. Таким образом, и при карбонатизации, и при цеолитизации минералы группы эпидота образуются в слабощелочной среде. В массиве нефелиновых сиенитов есть участки, не затронутые ранними стадиями зеленокаменного изменения, а только поздней цеолитизацией. Анальцит совместно с мусковитом замещает нефелин. Эта реакция замещения изучена экспериментально [3]. По экспериментальным данным, при замещении нефелина мусковитом и анальцитом щелочность раствора возрастает до  $pH = 10,2$ . В указан-

ных участках нефелиновых сиенитов минералы группы эпидота отсутствуют. Видимо, высокая щелочность раствора неблагоприятна для их образования. Вместе с этим нейтральная (ассоциация альбита с топазом) и кислая среда (топаз с мусковитом) также, видимо, не характерны для кристаллизации минералов группы эпидота, поскольку в парагенезисе с указанными минералами они отсутствуют.

Выше указывалось, что железистый эпидот I кристаллизовался в первую стадию зеленокаменного изменения. В более низкотемпературные стадии появляются маложелезистые эпидоты, клиноцоизит, цоизит, пьмонтит и тулит. Характерно, что с эпидотом I ассоциирует пирротин, а с менее железистыми разновидностями минералов этой группы — пирит. Это свидетельствует о том, что эпидот I образовался в среде с более высоким окислительно-восстановительным потенциалом.

При термодинамическом анализе процессов вторичного изменения нефелиновых сиенитов с помощью диаграмм химических потенциалов калия и воды, а также диаграмм активностей калия и водородных ионов устанавливается, что эпидот образуется в строго определенных условиях. Повышение химического потенциала калия, понижение температуры, щелочности растворов приводят к разложению эпидота.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ингерсон Э. — Методы и проблемы геологической термометрии в кн. «Проблемы рудных месторождений». Изд. ИЛ., М., 1959.
2. Лучицкий В. И. — Петрография, т. 1, М. — Л., 1947.
3. Morey G. W., Fournier B. O. — The decomposition of microcline, albite and nepheline in hot water. Amer. Miner., v. 46, 1961.

## ПИРОХЛОР ИЗ ПОГИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ИНТРУЗИВА В ПРИМОРЬЕ

А. А. Толоч, Ф. В. Баженова, К. П. Толоч

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

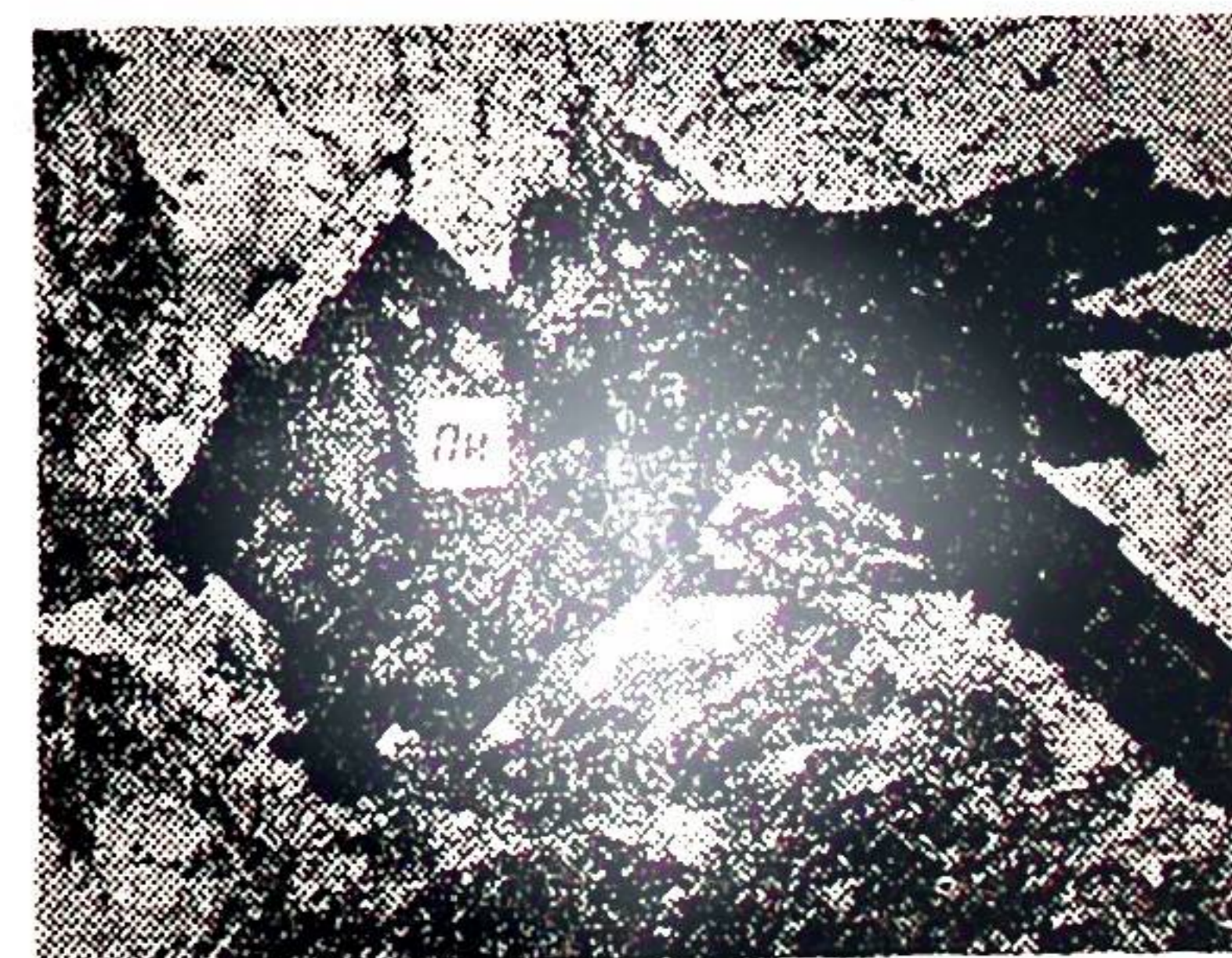
Погинский интрузив, представленный нефелиновыми сиенитами (фойяиты), расположен в зоне Центрального разлома Сихотэ-Алиня и имеет предположительно юрский возраст. Это наиболее крупный из известных в Приморье массивов нефелиновых сиенитов. При его исследовании выявлен акцессорный тантало-ниобат, изучение которого, проведенное нами с применением рентгено-структурного анализа, позволило отнести его к пирохлору, при этом удалось выяснить ряд интересных особенностей вторичного изменения минерала. С пирохлором ассоциируются такие акцессорные минералы, как лопарит, сфен, ильменит, циркон и апатит. Пирохлор встречается в виде одиночных кристаллов, размером 0,03—0,5 мм, и реже — их мелких скоплений. Форма кристаллов октаэдрическая. Цвет буровато-красный, блеск алмазный. Излом раковистый. Удельный вес 4,08. Показатель преломления  $N = 2,11^1$ .

В прозрачных шлифах пирохлор имеет пятнистую буроватую окраску, изотропен (см. рисунок). По периферии зерен и вдоль трещинок наблюдаются непрозрачные каемки. Иногда они значительно расширяются, и тогда только центры кристаллов остаются просвечивающими. В полированных шлифах пирохлор характеризуется светло-серой окраской, низкой отражательной способностью, бурыми внутренними рефлексами.

При рентгено-структурном исследовании непрокаленного пирохлора на полученных дебаграммах линии размыты, что свидетельствует о начавшемся распаде структуры минерала (табл. 1).

По размеру элементарной ячейки ( $a = 10,43 \text{ \AA}$ ) минерал следует отнести к кристаллическому пирохлору [4].

Изучение пирохлора под бинокулярной лупой показывает, что некоторые его кристаллы имеют желтовато-зеленую каемку. Иногда кристалл покрывается ею полностью и приобретает соответствующий цвет. В полированных шлифах желтовато-зеленые каемки имеют более низкую отражательную способность по сравнению с основной массой



Группа кристаллов пирохлора (Пи). По их периферии и трещинкам развивается колумбит. Светлый кристалл — апатит (Ап). Без анализатора. Ув.  $\times 90$ .

<sup>1</sup> Показатели преломления минералов определены с помощью сплавов.

Таблица 1

Межплоскостные расстояния ( $d/n$ ) и интенсивности линий ( $I$ ) пирохлора  
Fe — антикатод;  $2R = 57,2$ ;  $d = 0,4$ ;  $30kv \times 12mA$ ; 6 часов

Пирохлор буровато-красный $a=10,43 \text{ \AA}$		Пирохлор желтовато-зеленый $a=10,3 \text{ \AA}$		Пирохлор (Михеев, 1957)	
$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$
—	—	—	—	—	—
—	—	3,49	2	—	—
3,30	1	3,27	2	(3,342)	2
—	—	3,10	2	—	—
3,00	6	2,98	6	3,03	8
2,6	3	—	—	2,586	2
2,03	2	2,00	2	2,041	1,5
—	—	1,93	4	1,994	1
1,84	6	1,825	4	1,830	10
—	—	1,694	3	—	—
—	—	—	—	1,721	2
—	—	—	—	—	—
—	—	1,577	4	—	—
1,57	6	1,559	4	1,588	10
1,507	2	1,479	1	1,492	3
—	—	1,444	2	—	—
—	—	1,371	1	1,344	2
—	—	—	—	(1,315)	1
—	—	—	—	1,293	2
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,243	1
—	—	—	—	—	—
1,194	5	—	—	1,187	6
—	—	—	—	—	—
1,161	5	—	—	1,157	5
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,103	1
1,077	4	—	—	1,082	1
1,061	4	—	—	1,056	6
—	—	1,036	6	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1,001	5	—	—	0,9963	8
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,8740	10
—	—	—	—	0,8622	7

зерна. В их пределах отмечаются мельчайшие включения минерала в отражающей способностью выше, чем у пирохлора. В некоторых случаях обнаруживается, что буровато-красный пирохлор полностью замещен желтовато-зеленым минералом.

Рентгено-структурное исследование образцов желтовато-зеленого минерала показало, что он принадлежит к метамиктному пирохлору с размером элементарной ячейки  $a = 10,36 \text{ \AA}$ . Дополнительными исследованиями установлено, что метамиктный пирохлор имеет удельный вес 3,9 и показатель преломления — 2,02. Понижение показателя преломления пирохлора в связи с переходом его в метамиктное состояние является общеизвестным фактом [2].

По литературным данным, процесс замещения пирохлора колумбитом начинается с образования по периферии кристаллов белого непрозрачного вещества, которое имеет структуру пирохлора, но уменьшенные размеры элементарной ячейки ( $a = 10,405 \text{ \AA}$ ). Последнее свидетельствует о начавшемся распаде структуры минерала. В других случаях вместо белой каймы наблюдается зеленая кайма хорошо раскры-

сталлированного вещества ( $a = 10,43 \text{ \AA}$ ). По мере развития процесса, в указанных каймах возникают мелкие включения колумбита. Одновременно в рудах появляется ферсмит (табл. 2), который развивается по пирохлору и в свою очередь замещается колумбитом (табл. 3). Таким образом, промежуточными продуктами при колумбитизации пирохлора являются «белый» или «зеленый» пирохлор и ферсмит.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния ( $d/n$ ) и интенсивность линий ( $I$ ) ферсмита  
Fe — антикатод;  $2R = 57,2$ ;  $d = 0,4$ ;  $30kv \times 12mA$ ; 6 часов

Исследуемый ферсмит		Ферсмит из пегматитов (Барсанов, 1957)		Исследуемый ферсмит		Ферсмит из пегматитов (Барсанов, 1957)	
$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$
4,58	2	—	—	—	—	1,423	7
4,19	1	—	—	—	—	1,376	6
—	—	3,748	3	—	—	1,356	4
3,40	5	3,425	5	1,32	6	1,330	7
3,21	2	—	—	—	—	1,301	3
3,06	10	3,047	9	—	—	1,247	5
—	—	2,862	5	—	—	1,238	6
2,65	6	2,686	5	—	—	1,214	4
—	—	2,617	5	—	—	1,204	7
—	—	2,576	5	1,195	2	1,193	2
—	—	2,511	7	—	—	1,183	4
2,491	6	2,483	7	1,167	3	1,173	7
—	—	2,311	2	—	—	1,138	4
—	—	2,239	4	—	—	1,127	3
—	—	2,113	5	—	—	1,121	5
—	—	2,073	3	1,111	2	1,111	6
—	—	1,964	2	—	—	1,101	7
—	—	1,930	7	1,082	2	1,096	5
—	—	1,874	6	1,063	2	1,069	4
1,857	8	1,802	6	—	—	1,048	5
—	—	1,780	1	—	—	1,043	4
—	—	1,764	6	—	—	1,034	6
—	—	1,660	7	—	—	1,024	4
—	—	1,651	5	1,013	3	1,015	4
1,582	7	1,578	3	—	—	1,007	4
—	—	1,520	6	1,003	4	1,001	5
—	—	1,478	4	—	—	0,989	3
—	—	1,468	4	—	—	—	—

Колумбитизация пирохлора в карбонатитовых месторождениях связана с поздними фазами образования месторождения, когда возникают анкерит, сидерит, флюорит, эпидот и альбит.

Исследования, проведенные нами, позволяют пополнить представления о колумбитизации пирохлора и в некоторой мере оценить физико-химические условия процесса.

Пирохлор в Погинском массиве нефелиновых сиенитов возник в стадию автотематической альбитизации при температуре  $2320-360^\circ$ . Замещение его колумбитом связано с зеленокаменным изменением нефелиновых сиенитов. В процессе зеленокаменного изменения выделяются три стадии: 1) кислотного выщелачивания (собственно зеленокаменное изменение ( $190-340^\circ$ )); 2) карбонатизация ( $130-150^\circ$ ) и 3) цеолитизация ( $60-120^\circ$ ).

<sup>2</sup> Температуры минералообразования, которые приводятся в статье, определены методом декрепитации.

Межплоскостные расстояния ( $d_{|n}$ ) и интенсивность линий ( $I$ ) колумбита  
 Fe — антикатод;  $2R = 57,2$ ;  $d = 0,4$ ;  $30kv \times 12mA$ ; 6 часов

Исследуемый колумбит		Колумбит (Михеев, 1957)		Исследуемый колумбит		Колумбит (Михеев, 1957)	
$d_{ n}$	$I$	$d_{ n}$	$I$	$d_{ n}$	$I$	$d_{ n}$	$I$
—	—	3,734	3	1,661	8	1,698	9
—	—	3,595	5	—	—	1,685	2
—	—	3,434	3	1,612	5	1,642	3
2,89	8	2,909	10	—	—	1,573	3
—	—	2,807	3	—	—	1,566	1
—	—	2,552	2	1,537	8	1,557	8
—	—	2,496	5	—	—	1,513	1
—	—	2,445	5	1,491	2	1,483	3
—	—	2,408	2	1,460	3	1,456	9
—	—	2,321	3	1,437	3	1,433	8
—	—	2,250	3	1,416	3	1,426	1
2,23	8	2,195	7	—	—	1,404	2
2,13	4	2,167	8	1,366	1	1,371	5
2,03	4	2,049	8	1,337	4	1,352	3
1,961	1	1,971	3	1,316	2	1,317	3
1,889	8	1,907	3	—	—	1,307	3
—	—	1,866	4	—	—	1,298	3
1,854	3	1,852	3	—	—	1,283	3
—	—	1,790	5	1,236	3	—	—
—	—	1,770	8	1,170	4	—	—
1,686	8	1,705	8	1,120	4	—	—

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гайдукова В. С. — Процессы изменения минералов группы пирохлора. Геол. м-ний редк. элементов. Вып. 10. Титано-тантало-ниобаты. М., 1960.
2. Ерофеева Е. А. — Физические свойства кубических титано-тантало-ниобатов. Геол. м-ний редк. элементов. Вып. 10. Титано-тантало-ниобаты. М., 1960.
3. Ингерсон Э. — Методы и проблемы геологической термометрии. В кн. «Проблемы рудных месторождений», М., 1959.
4. Сидоренко Г. А., Горшевская С. А. — Рентгеновские исследования кубических титано-тантало-ниобатов. Геол. м-ний редк. элементов. Вып. 10. Титано-тантало-ниобаты. М., 1960.
5. Червинский П. Н. — Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1903—1906.
6. James T. C., Mokie D. — The alteration of pyrochlore to columbite in carbonates in Tanganyika. Mineral Mag., vol. 31, w. N 4, 1958.
7. Morey G. W., Fournier R. O. — The decomposition of microcline, albite and perthite in hot water. Am. Minn., v. 46, 1961.
8. Sörum Herald — Contribution to the Mineralogy of Söve deposit. II-Ray and Thermal Studies of the Niobium Minerals. Kgl. Norske Vidensk. Selskab for hande. Bd. 28, No 23, 1956.

ОБ АКЦИНИТЕ ЛИФУДЗИНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Т. В. Забарина

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

Лифудзинское месторождение представлено кварц-касситеритовыми жилами, пересекающими песчаники и сланцы нижнеюрского возраста. В формировании рудных тел этого месторождения выделяется четыре стадии минерализации: 1 — кварц-касситеритовая (кварц, альбит, касситерит, турмалин); 2 — ранняя сульфидная (арсенопирит, халькопирит, пирротин, хлорит); 3 — поздняя сульфидная (сфалерит, пирротин, халькопирит, галенит, хлорит); 4 — кварц-карбонатная (кварц, флюорит, кальцит, шпирит). Среди жильных минералов месторождения встречается также аксинит.

По данным А. Г. Теремецкой, проводившей детальные структурно-минералогические исследования на месторождении в 1944—1946 гг., аксинит был отнесен к самым ранним докварцево-касситеритовым минеральным образованиям. М. М. Николаев в 1961 г. отнес его к последней стадии минерализации. И. Н. Кигай, изучавший структуры и вещественный состав этого месторождения, отмечает аксинит как редкий минерал, не определяя его места в процессе минералообразования [3]. Нами аксинит обычно наблюдался вместе с эпидотом и кальцитом в жилах, не содержащих рудных минералов. На этом основании он был отнесен к поздней кварц-карбонатной стадии минерализации [1, 2]. Дальнейшее более детальное изучение минералогического состава рудных тел Лифудзина показало, что этот минерал образовался гораздо позднее кварца, касситерита и турмалина, но ранее, чем минералы поздней сульфидной стадии.

В одной из рудных жил<sup>1</sup>, залегающей в эпидотизированных песчаниках, аксинит был обнаружен вместе с кварцем и касситеритом, причем он заполнял пустоты с друзами кристаллов касситерита. Под микроскопом удалось наблюдать, что аксинит кристаллизовался позже кварца, содержащего минерал ранней стадии минерализации — турмалин. Аксинит отлагался в промежутках между зернами кварца и по границам между ними, частично замещая кварц; местами в аксините наблюдаются реликты иголок турмалина. Кроме того, кварц с турмалином и аксинит пересечены прожилками кальцита с ломонитом.

В другой жиле, сложенной преимущественно минералами поздней сульфидной стадии, также был установлен аксинит в виде идиоморфных зерен, местами замещенных сфалеритом и халькопиритом или поздним кальцитом.

По данным Л. И. Храмцовой и И. В. Бусик, аксинит в ассоциации с эпидотом тоже кристаллизовался позже кварца и турмалина и замещался сфалеритом и галенитом.

<sup>1</sup> Часть исследованных нами образцов принадлежит геологам Б. Х. Васюку и Ф. В. Хухро.

Взаимоотношения аксинита с минералами ранней сульфидной стадии пока не удалось наблюдать, но определение температур декрепитации минералов показало, что аксинит (270—330°), вероятно, кристаллизовался позже арсенопирита (360—460°) и раньше сфалерита (200—260°). Следует оговориться, что эти цифры мы не принимаем за абсолютную температуру минералообразования, а пользуемся ими только для относительного сравнения. Близкая температура декрепитации аксинита (310—340°) приводится Л. Д. Куршаковой [4] для аксинитовых скарнов.

Такие наблюдения позволяют предполагать, что в период между ранней и поздней сульфидными стадиями минерализации растворы были обогащены бором, который вошел в состав аксинита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Забарина Т. В. — Турмалинизация как поисковый признак при разведке оловянных жил. «Промышленность Приморья», 1, 34 (1961).
2. Забарина Т. В., Лапина В. В., Минаева Н. А. — Распределение индия в касситерите, сфалерите и халькопирите Лифудзинского оловянного месторождения. «Геохимия», 2, 156 (1961).
3. Кигай И. Н. — Геологическая структура, минерализация и зональность оруденения Лифудзинского рудного поля. Сб. «Вопросы геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд. АН СССР, М., 56 (1959).
4. Куршакова Л. Д. — Температурные условия боросиликатной минерализации. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 14, 11 (1961).

## ДИСПЕРСИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ГРАНАТОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Г. Н. Легонькова, Т. Ф. Калмыкова

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

В статье проводятся результаты измерения дисперсии показателей преломления метасоматических известковых гранатов из скарновых полиметаллических и железорудных месторождений и метаморфических железо-магнезиальных и железо-марганцевых гранатов из докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев. Были изучены гранаты из коллекций А. А. Маракушева (№ 1—8) и Л. Д. Куршаковой (№ 10—13), для которых имеются химические анализы (аналитики М. Г. Погорелова, В. В. Ленярская), пересчитанные на компонентный состав (табл. 1).

Таблица 1

Компонентный состав гранатов из различных месторождений

№ обр.	Компонентный состав						Порода и место взятия образца
	пироп	альмандин	спессартин	гроссуляр	андрадит	скингит	
1	33,2	44,3	1,4	13,0	4,3	3,6	Гиперстеновый гнейс (Якутия, р. Олекма)
2	29,3	44,4	1,9	12,3	5,2	7,0	Гранатовый кварцит (Ю. Якутия, Холодникан)
3	33,7	59,2	0,5	0,9	5,7	—	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс (Якутия, Эмельджак)
4	21,0	54,5	3,4	11,5	10,5	—	Гранатовый амфиболит (Ю. Якутия, Холодникан)
5	25,4	69,8	1,5	3,4	—	—	Кордиерит-гранатовый гнейс (п-ов Корея, Канге)
6	21,8	68,2	1,5	3,5	—	5,1	Гранат-кордиеритовый гнейс (п-ов Корея, Канге)
7	17,7	69,8	0,1	8,4	—	4,0	Биотит-гранатовый очковый гнейс (Китай, Люмао)
8	15,7	18,6	36,2	15,2	12,9	1,4	Эклогитовый кристаллический сланец (п-ов Корея, Канге)
9	11,4	77,6	5,3	—	5,7	—	Андезит (Spanien, Prov. Almeria)
10	2,0	—	—	7,0	91,0	—	Андрадит-геденбергитовый скарн (Приморский край, Тетюхе)
11	—	—	—	2,0	98,0	—	»
12	—	—	—	1,0	99,0	—	»
13	—	—	—	—	100,0	—	»

При измерении показателей преломления источником монохроматического света служил универсальный монохроматор УМ-2, приспособленный для работы с микроскопом МП-3. Применение мощного источника света — 500-ваттной кинолампы с воздушным охлаждением — и цилиндрического конденсатора позволило получить для всего рабочего участка спектра яркое освещенное поле.

Измерение показателей преломления гранатов производилось с помощью высокопреломляющих иммерсионных жидкостей (растворы серы, реальгара и трехбромистого мышьяка в йодистом метиле), при температуре 20°, с точностью  $\pm 0,002$ , в монохроматическом свете с длинами волн 486, 586 и 656  $m\mu$ . Результаты измерений сведены в табл. 2 и показаны на диаграмме (рис. 1). Дисперсия показателей преломления для интервала длин волн 486 и 656  $m\mu$  для пироп-альмандин-спессартинового ряда — в пределах от 0,016 до 0,023, а для андрадит-гроссулярового ряда — в пределах 0,032—0,034.

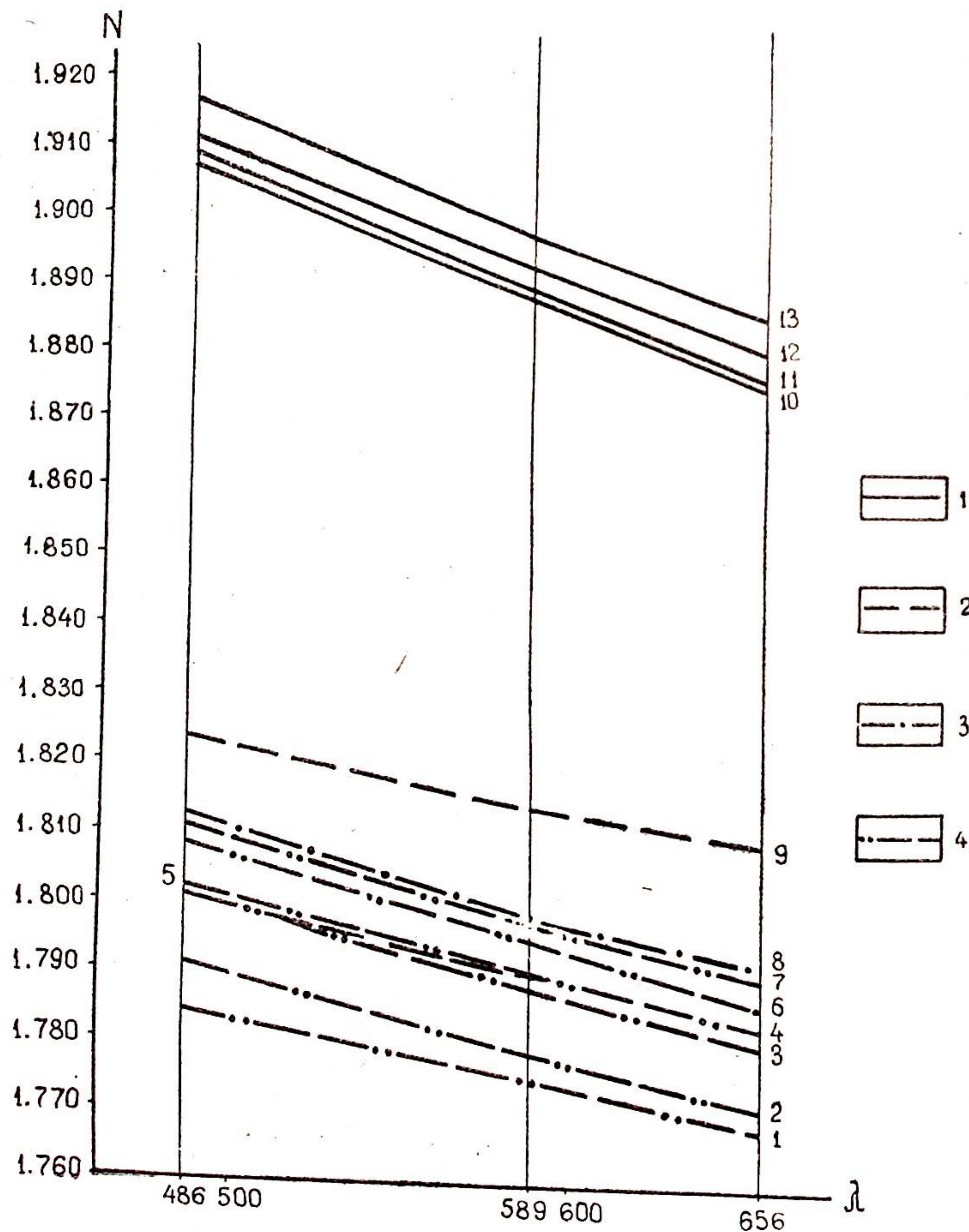


Рис. 1. Показатели преломления гранатов в монохроматическом свете с различными длинами волн: 1 — гранаты андрадит-гроссулярового ряда; 2 — альмандин; 3—4 — гранат пироп-альмандин-спессартинового ряда

Таблица 2

№ образца	Длины волн $\lambda$ в $m\mu$			Дисперсия $d$
	486, синий	589, желтый	656, красный	
1	1,783	1,774	1,767	0,016
2	1,790	1,778	1,770	0,020
3	1,800	1,787	1,779	0,021
4	1,800	1,789	1,782	0,018
5	1,801	1,789	1,782	0,021
6	1,808	1,794	1,785	0,023
7	1,810	1,796	1,789	0,020
8	1,812	1,797	1,791	0,021
9	1,824	1,813	1,808	0,016
10	1,906	1,886	1,873	0,033
11	1,908	1,887	1,874	0,034
12	1,910	1,890	1,878	0,032
13	1,915	1,894	1,883	0,032

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам линий на рис. 1 и номерам точек на рис. 2.

Таким образом, гранаты андрадит-гроссулярового ряда характеризуются большей дисперсией показателей преломления по сравнению с гранатами пироп-альмандин-спессартинового ряда.

На диаграммах рис. 2 выводится зависимость показателей преломления гранатов от их состава при различных длинах волн, а также изменение дисперсии показателей преломления.

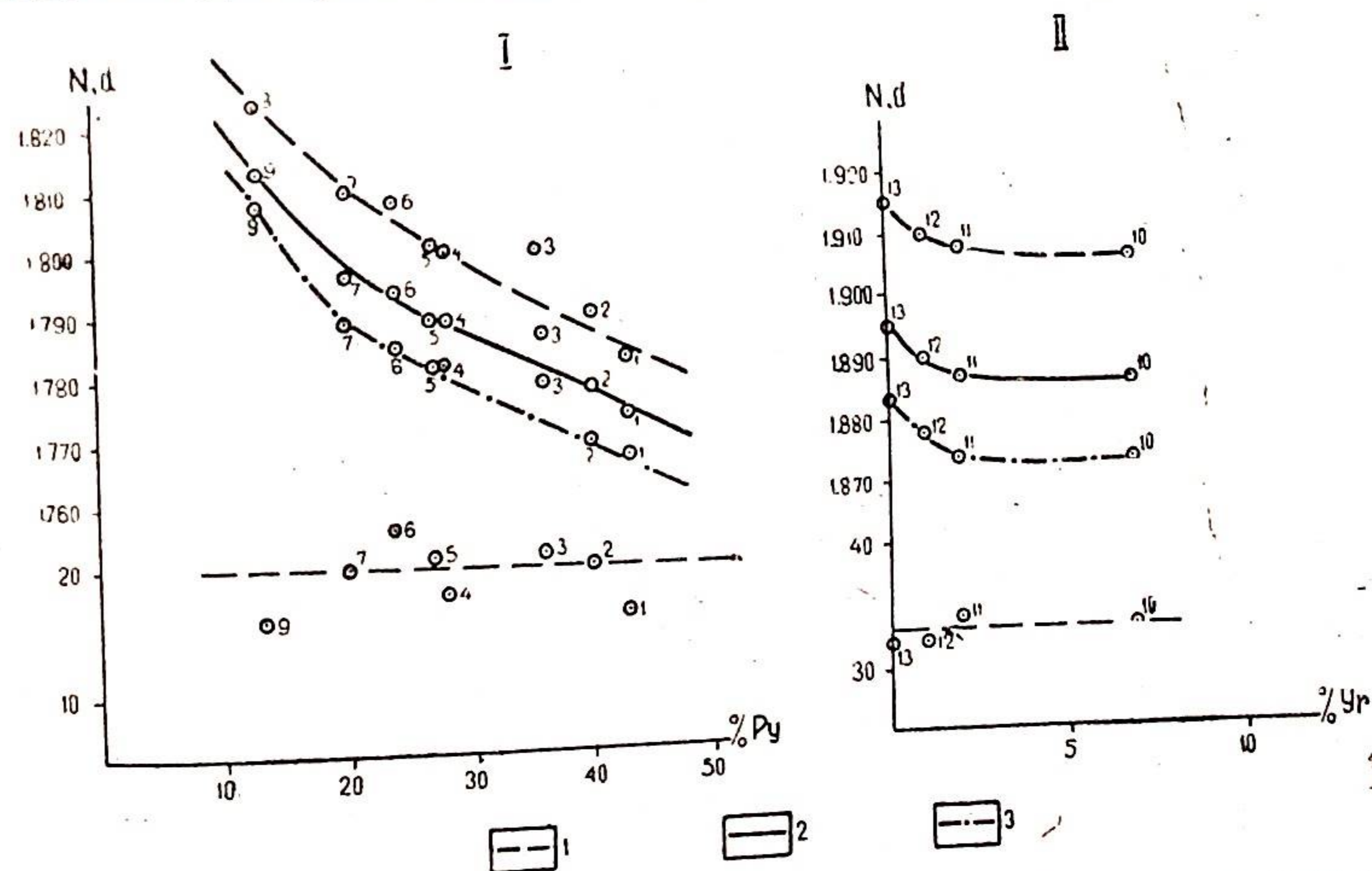


Рис. 2. Диаграмма зависимости от состава показателей преломления для гранатов пироп-альмандинного (I) и гроссуляр-андрадитового (II) рядов в монохроматическом свете: 1 — синий ( $\lambda = 486 m\mu$ ), 2 — желтый ( $\lambda = 589 m\mu$ ), 3 — красный ( $\lambda = 656 m\mu$ )

Полученные нами данные показывают, что с возрастанием железистости гранатов обеих изученных групп показатели преломления возрастают приблизительно пропорционально для всех длин волн. В соответствии с этим какая-либо зависимость дисперсии показателей преломления от железистости отсутствует. В пределах каждой группы дисперсия показателей преломления примерно одинакова как для железистых, так и для бедных железом гранатов.

## АПОФИЛЛИТ ИЗ БОРОСИЛИКАТНЫХ СКАРНОВ

Л. Д. Куршакова

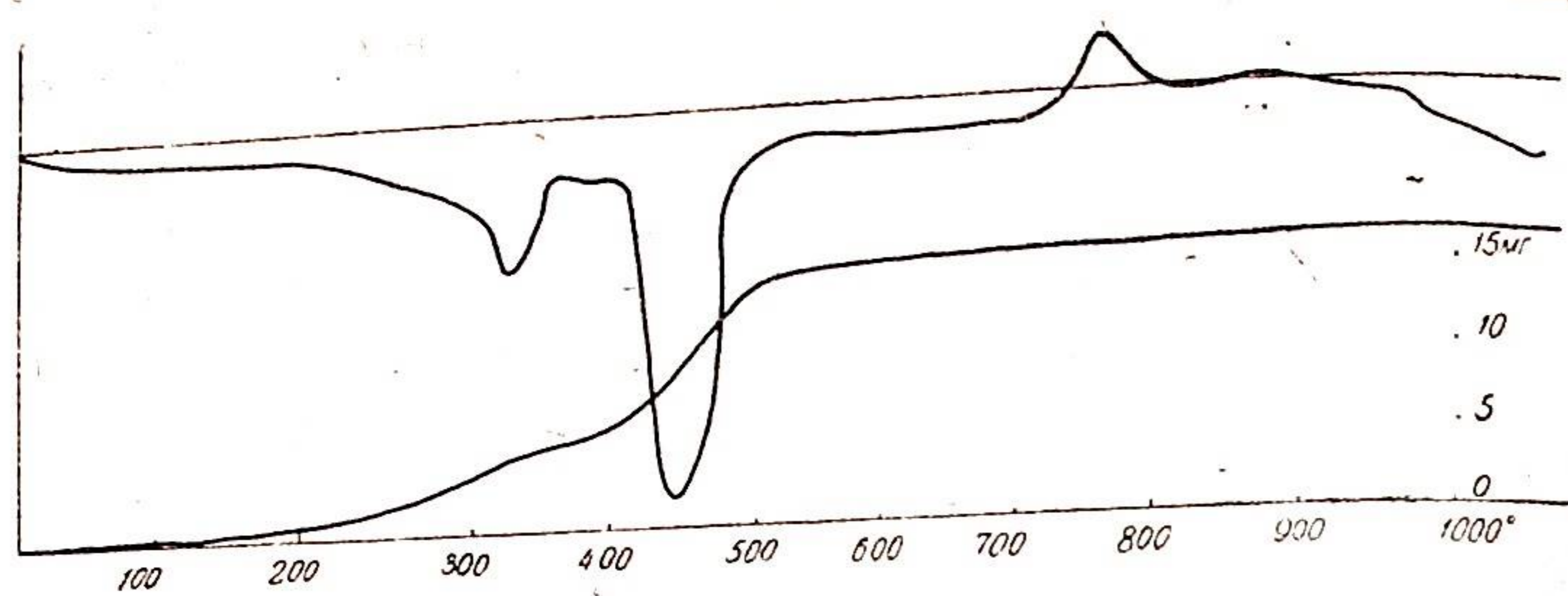
(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

В статье описывается находка апофиллита в известково-боросиликатных скарнах, описанных автором ранее [3]. Скарновая залежь разнообразного состава сложена в основном волластонитом, мангангеденбергитом, андрадитом, аксинитом, данбуритом, датолитом, кварцем и кальцитом. Минералы перечислены в порядке их отложения, за исключением кварца и кальцита, образование которых было неоднократным. Для скарнов характерно наличие многочисленных пустот («продушки») различных размеров (от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре), выполненных кристаллами пластинчатого кальцита и кварца, реже датолита. Встречаются пустотки, стенки которых выстланы прозрачными бесцветными короткопризматическими кристаллами апофиллита от 2 до 6 мм в поперечнике. Наиболее характерной для апофиллита является ассоциация с кварцем и кальцитом, иногда с датолитом. В участках скарнов, непосредственно окружающих друзы апофиллита, можно видеть метасоматическое замещение этих минералов апофиллитом. Апофиллит развивается в виде неправильных прожилок и гнезд и нередко содержит реликты кальцита, кварца или датолита. Апофиллит, переполненный включениями ранних минералов, теряет прозрачность и приобретает молочно-белый цвет. В шлифе апофиллит бесцветный или с чуть желтоватым оттенком; оптически одноосный положительный, иногда аномальный двуосный, (+)  $2V$  до  $20^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , ясная. Спайность призматическая отчетливая. Удлинение вдоль спайности отрицательное. При скрещенных николях микроскопа в центральных частях кристаллов апофиллита иногда наблюдается зональное строение с более интенсивной аномальной (коричнево-серой) интерференционной окраской в отдельных зонах. Показатели преломления, замеренные в иммерсионных жидкостях, в желтом свете, следующие:  $N_o = 1,538$ ;  $N_e = 1,534$ .

На рисунке представлена термограмма апофиллита, выполненная в термической лаборатории ИГЕМа АН СССР. На кривой нагревания видим два эндотермических эффекта в пределах  $200-500^\circ$ , обусловленных потерей фтора и воды. Эндотермический характер эффекта подтверждается резким скачком на кривой потери веса. Кроме того, на кривой нагревания отмечается экзотермический эффект при температурах  $730-810^\circ$ .

В табл. 1 приводятся данные рентгеноструктурного анализа апофиллита, выполненного в рентгеноструктурной лаборатории ДВГИ ДВФ СО АН СССР Р. И. Мартиной.

Как видно на дебаеграмме, наибольшая интенсивность волны ( $I$ ) характерна для межплоскостных расстояний ( $d/n$ ) 2,97 и 2,47.



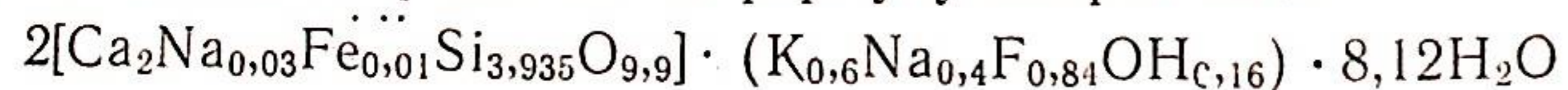
Разность температур эталона и образца

Таблица 1

Данные рентгеноструктурного анализа апофиллита  
 Fe — антикатод; Mn — фильтр;  $D = 57,3$  мм;  $d = 0,4$ ;  $35kV$ ;  $12mA$ ;  
 8 часов

№ линии	$d_{\text{н}}$	$I$	№ линии	$d_{\text{н}}$	$I$	№ линии	$d_{\text{н}}$	$I$
1	7,86	5	17	2,31	2	33	1,347	3
2	5,56	4	18	2,19	4	34	1,311	4
3	4,86	4	19	2,09	7	35	1,278	4
4	4,53	5	20	1,98	3	36	1,226	4
5	4,13	3	21	1,934	2	37	1,201	5
6	3,94	6	22	1,754	7	38	1,193	3
7	3,56	5	23	1,718	2	39	1,179	2
8	3,29	4	24	1,667	3	40	1,170	2
9	3,15	4	25	1,635	3	41	1,158	3
10	2,97	10	26	1,607	3	42	1,134	3
11	2,90	1	27	1,575	7	43	1,113	7
12	2,80	1	28	1,538	5	44	1,094	3
13	2,73	3	29	1,486	6	45	1,083	6
14	2,62	2	30	1,453	5	46	1,044	4
15	2,47	10	31	1,408	4	47	1,034	4
16	2,43	4	32	1,378	2	48	1,026	4

В табл. 2 приведен химический состав прозрачных кристаллов апофиллита и схема пересчета его на химическую формулу. Химический анализ выполнен в Центральной химической лаборатории Института геологических наук АН СССР химиком-аналитиком Л. П. Царевой. Из анализа вычтены составы примесей кальцита (по  $CO_2$ ) и датолита (по  $B_2O_3$ ). Остаток пересчитан на формулу апофиллита:



Наличие фтора в нашем оптически положительном апофиллите подтверждает данные А. Г. Бетехтина [1] о том, что фторсодержащие апофиллиты оптически положительные, а апофиллиты, не содержащие фтора, — оптически отрицательные. Этот вывод не совпадает с данными А. Н. Винчелла и Г. Винчелла [2]. Необходимо отметить высокое содержание, наряду с калием, и натрия, что для апофиллита является необычным. Спектральные анализы апофиллита показали присутствие незначительного количества Al, Ti и Cu.

В боросиликатных скарнах апофиллит является единственным минералом, содержащим щелочи. Из фторсодержащих минералов, кроме апофиллита, присутствует флюорит, образующий редкие прожилки во вмещающих песчаниках и сланцах вблизи скарновой залежи. Описанная находка апофиллита пополняет наши сведения о геохимическом режиме конечных стадий формирования боросиликатных скарнов. При-

Схема пересчета химического анализа апофиллита

Таблица 2

Окислы	Вес, %	Мол. кол-во	Примеси		Атомное кол-во катионов	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 28,5	Число атомов катионов
			кальцит	датолит				
SiO <sub>2</sub>	48,66	810		12	798	1596	15,74	7,87
TiO <sub>2</sub>	0,00							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	1			2	3	0,03	0,02
FeO	0,00							
MnO	0,05	0,5	0,5					
MgO	0,06	2	2					
CaO	27,26	487	70,5	12	404,5	404,5	4,00	4,00
Na <sub>2</sub> O	1,43	23			46	23	0,23	0,46
K <sub>2</sub> O	2,78	30			60	30	0,30	0,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00							
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	15,08	836		6	1664	832	8,20	16,40
CO <sub>2</sub>	3,19	73	73					
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	6		6				
F	1,58	84			84	(84)	(0,84)	
Сумма	100,69							
Поправка на F	-0,67					2888,5	28,50	
Сумма	100,02							

Общий делитель  $2888,5 : 28,5 = 101,3$ .

существование апофиллита в пустотах скарнов свидетельствует о том, что в состав гидротермальных минерализующих растворов входили соединения калия, натрия и фтора. Эти элементы фиксировались только в самые последние низкотемпературные этапы минерализации, характеризующиеся повышением щелочности и отложением друз кальцита, кварца, датолита и апофиллита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госиздат, 1950.
2. Винчелл А. Н., Винчелл Г. — Оптическая минералогия. М., 1953.
3. Куршакова Л. Д. — Сообщения ДВ филиала СО АН СССР, вып. 14, 1961, стр. 11.

К МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ  
КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

Д. Ф. Королев, Л. А. Бузык

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

На территории Приморского края кайнозойские отложения распространены широко. Эти образования, стратиграфия, палеогеография и литолого-фациальные особенности которых изучены довольно подробно, минералогически охарактеризованы еще слабо. В ряде работ [4] сведения о составе кайнозойских осадков приводятся в самых общих чертах. Естественно, что для более глубокого познания минералогического состава кайнозойских пород необходимо изучить его более детально, что и сделано авторами настоящей работы. Материалом для исследований послужил керн, отобранный при проведении поисково-разведочных работ на уголь в одном из заливов Глуховской депрессии.

Описываемый участок Глуховской депрессии представляет собой мульду, вытянутую в северо-западном направлении. Максимальная мощность выполняющих ее осадочных образований — около 400 м, их возраст — от олигоценового до четвертичного. В основании мульды и по ее бортам залегают различные кристаллические породы палеозойского возраста: гранитоиды, эффузивы и метаморфические сланцы. На породах фундамента отмечается кора выветривания, преимущественно гидрослюдисто-каолинитового состава, мощностью до 60 м.

Разрез кайнозойских отложений почти повсеместно начинается с базального горизонта грубозернистых песчаников светло-серого, иногда серого цвета, слабоотсортированных. Близ гранитоидных пород песчаники имеют аркозовый состав, в полосе развития эффузивов и метаморфических пород — полимиктовый. Цемент песчаников — базальный или поровый, глинисто-хлоритовый, нередко с примесью сидерита. Выше залегают монотонные тонкозернистые породы, представленные главным образом алевролитами с редкими прослоями песчаников. Весь терригенный материал в различных количествах обогащен рассеянным углеродистым веществом. Присутствуют также пропластки и маломощные пласты бурых углей, встречающиеся главным образом среди монотонных тонкозернистых пород.

В фациальном отношении рассматриваемые отложения принадлежат к озерно-болотным осадкам, которые тесно ассоциируют с русловыми и пойменными отложениями.

При выполнении работы особое внимание мы уделили изучению аутигенных минералов. Наиболее заметные количества их присутствуют в нижней части разреза осадочной толщи, главным образом в базальных песчаниках. Среди них встречаются железистые хлориты, сидерит, гидроокислы железа (лимонит), мусковитоподобная слюда и очень редко — сульфиды железа.

По наиболее распространенным минералам, входящим в состав цемента песчаников, можно выделить следующие минералогические ассо-

циации: глинисто-хлоритовую, глинисто-сидерито-хлоритовую и хлоритово-сидеритовую. Хлоритово-сидеритовая ассоциация связана с мощным (5—20 см), но удивительно хорошо выдержанным прослоем сидеритовых песчаников. Для указанной ассоциации в пределах прослоя сидерит резко преобладает над хлоритом. Глинисто-хлоритовая ассоциация распространена преимущественно вверх по разрезу от прослоя сидеритовых песчаников, а глинисто-сидерито-хлоритовая — в основном в нижней части горизонта.

Среди обломочных минералов в песчаниках преобладают кварц и полевые шпаты. Реже встречаются зерна эффузивов, кремнистых пород и метаморфических сланцев. Очень редко присутствует хлоритизированный биотит. Полевые шпаты представлены ортоклазом и кислыми плагиоклазами и в различной степени подвержены вторичным изменениям (гидрослюдизация, хлоритизация, пелитизация). Ниже приводится краткая характеристика аутигенных минералов.

Сидерит встречается главным образом в составе цемента базальных песчаников. Наиболее обильные его выделения приурочены к очень плотному прослою сидеритовых песчаников, мощностью 5—20 см, который располагается в верхней части базального горизонта.

Присутствие сидерита отмечается также по трещинам среди гранитоидных пород фундамента. Подобные образования описаны О. И. Матковским [2]. Цемент сидеритовых песчаников — базальный или поровый, мелкозернистой структуры. Размеры зерен колеблются от сотых до десятых долей миллиметра. Местами сидеритовые песчаники переходят в песчанистую сидеритовую породу, где содержание этого минерала иногда доходит до 60—70%.

За пределами прослоя, в обе стороны по разрезу, сидерит наблюдается в переменных количествах от 3 до 14%. Нижняя часть горизонта песчаников более обогащена сидеритом, чем верхняя.

Форма отдельных сидеритовых зерен изометричная или неправильная (преимущественно лапчатая), иногда ромбическая. Нередко зерна его под микроскопом обладают микрокристаллическим строением, которое обусловлено присутствием очень мелких кристалликов округло-угловатой формы, размером в тысячные доли миллиметра. Отмечается также колломорфное строение зерен сидерита (сферолиты) и оолитовое. Минерал медленно растворяется в холодной соляной кислоте (1:1). Полученная Р. И. Мартиной рентгенограмма подтвердила, что рассматриваемый минерал отвечает сидериту.

Окисление сидерита обычно выражается в замещении его зерен с периферийной части к центру и по трещинкам бурыми гидроокислами железа. Иногда гидроокислы железа в нем наблюдаются в виде равномерно рассеянных тонкодисперсных частиц в отраженном свете буровато-красного цвета, что, вероятно, обусловлено их совместной кристаллизацией с сидеритом в соответствующих окислительно-восстановительных условиях.

Мусковитоподобная слюдка встречается главным образом в прослоях сидеритовых песчаников в парагенезисе с сидеритом. Л. В. Пустовалов [3] отмечает, что новообразования слюды широко распространены в осадочных породах. Однако в данном случае присутствие слюдки среди слабосцементированных третичных образований без следов метаморфизма является исключительно редким фактом. Минерал представляет собой почти изометричные или несколько удлиненные пластинки, размером в сотые доли миллиметра (0,02—0,08 мм), бесцветные, без заметной спайности. Цвета интерференции яркие, первого порядка: от желтовато-зеленых до ярко-синих и малиновых, что, помимо цвета и морфологии зерен, придает ей сходство с мусковитом в отличие от гидрослюды. В сходящемся свете мусковитоподобная слюдка двуосная,

отрицательная, показатель преломления  $N'_m = 1,572$ . Слюдка присутствует в небольшом количестве, ее содержание не превышает десятых долей процента. В большинстве случаев она встречается на контакте зерен сидерата и кварца, нередко корродируя последние. Случаи коррозии кварца гидрослюдой описаны в литературе [1] и не являются новыми. Гораздо реже слюдка окружена сидеритом, не соприкасаясь с кварцем или другими минералами, или приурочена к контакту зерен сидерита с полевым шпатом. По взаимоотношениям в шлифах создается впечатление, что сидерит и мусковитоподобная слюдка кристаллизовались одновременно.

Хлориты присутствуют в виде мелкочешуйчатых или волокнистых агрегатов, реже — в виде пластинчатых зерен, зачастую метаколлоидного строения, что особенно характерно для прослоя сидеритовых песчаников. Их цвет меняется от буровато-желтого или бурого до буровато-зеленого и зеленого. Цвета интерференции низкие, серые, иногда более высокие, что характерно для сильно железистых хлоритов. Хлориты, как правило, являются главной составной частью глинистого цемента в породах восстановительной зоны, где их аутигенное происхождение (особенно пластинчатые формы) не вызывает сомнений. Кроме того, они развиваются по полевым шпатам, особенно калиевым, и почти полностью замещают биотит. Частичная хлоритизация полевого шпата могла иметь место еще на стадии выветривания первичных пород.

Сульфиды железа представлены в основном пиритом и гораздо реже марказитом. Встречаются они очень редко и в небольших количествах (0,01—1% от всей пробы). При появлении среди терригенного материала эффузивов их количество возрастает.

Лимонит встречается в виде прожилков и бесформенных выделений, развиваясь, как правило, по полевым шпатам или биотиту, реже — замещая цемент породы в восстановительной зоне. В таких случаях он является явно эпигенетическим минералом, свидетельствующим о процессах окисления. Иногда лимонит присутствует в виде равномерно рассеянных тонкодисперсных частиц в зернах аутигенных минералов, преимущественно сидерита. В данном случае он является диагенетическим минералом.

В заключение остановимся на выяснении отдельных сторон аутигенного минералообразования. В основном это будет касаться сидерита, так как его нахождение в виде прослоя сидеритовых песчаников и песчанистой сидеритовой породы является не совсем обычным. Действительно, как могло произойти накопление сплошных прослоев с содержанием сидерита до 50—70%?

В рассматриваемых выше базальных песчаниках наблюдается такая последовательность образования аутигенных минералов: глинистые минералы → хлориты → сидериты → пирит. Рядом исследователей [6, 7] показано, что такого рода минеральные замещения обусловлены понижением окислительно-восстановительного потенциала, т. е. сменой окислительных условий среды минералообразования на более восстановительные.

Термодинамические (статические) условия образования сидерита изучены довольно подробно [5]. Верхний предел окислительного потенциала, при котором еще возможно его существование, колеблется от 200 до 100 мв при рН, равном 5 и 8 единицам соответственно. Однако при одних и тех же восстановительных условиях в одних случаях образуются сидеритовые, а точнее глинисто-сидеритовые конкреции, в других — прослой довольно чистого, без глинистых примесей, сидерита.

Совершенно ясно, что механизм образования прослоев и конкреций должен иметь какие-то отличия. Знания одних статических условий недостаточно для понимания процесса минералообразования в целом. Не-

обходимо еще учитывать и его кинетику. О кинетике процесса можно судить по структурным особенностям минеральных зерен и агрегатов. Выше отмечалось, что агрегаты сидерита имеют микрокристаллическое или колломорфное строение. Таким же строением обладают и зерна хлорита в прослое сидеритовых песчаников.

Известно, что колломорфные или метаколлоидные структуры возникают из резко пересыщенных растворов. Поскольку скорость реакции образования вещества прямо пропорциональна концентрации его компонентов в растворе, то следует полагать, что образование рассматриваемых сидерита и хлорита происходило с относительно высокой скоростью. Н. М. Страхов [6] указывает, что главным фактором аутигенного минералообразования является органическое вещество осадочных пород. В связи с этим высокая скорость процесса может быть обусловлена сравнительно быстрым распадом (преобразованием) органического вещества, присутствующего в осадке. Действительно, допустить какой-либо иной источник карбонатных ионов в растворе, вызывающий их резкое пересыщение, помимо органического вещества, весьма трудно.

Установлено, что образование сидерита происходит на стадии диагенеза [6, 7], однако механизм этого процесса освещен все еще очень слабо. На основании известных химических превращений в осадках нами сделаны следующие предположения относительно механизма минералообразования. С появлением карбонатных ионов в растворе, в результате преобразования органического вещества, естественно, что в первую очередь будут разрушаться (выщелачиваться) наименее устойчивые части породы. К таковым относятся прежде всего полевые шпаты, концентрация которых в тонких фракциях ( $-0,1 + 0,001$  мм) достигает максимальной величины. Образующиеся при этом бикарбонаты различных металлов ( $\text{KHCO}_3$ ,  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  и др.) взаимодействуют с органическим веществом, повышая скорость его окисления. В результате происходит быстрое понижение окислительно-восстановительного потенциала среды и возрастание pH от слабокислой до слабощелочной, которое на определенной ступени приводит к разрушению растворимых соединений железа (бикарбонатов или каких-либо комплексов) и выпадению в осадок сидерита. Высокой скоростью изменения главных факторов минералообразования (E, pH) и объясняется возникновение метаколлоидных структур в сидеритовых прослоях. Образование конкреций следует связывать с медленным распадом органического вещества, когда процессы рассеяния (за счет диффузии или других факторов) препятствуют достаточной концентрации железа, обуславливающей образование метаколлоидных форм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицына Н. А. — Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. ДАН СССР, т. CXIV, 4, 1957.
2. Матковский О. И. — О сидерите из коры выветривания. Минералог. сб. Львовского геологич. общ., 14, 1960.
3. Пустовалов Л. В. — Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. О вторичн. изменениях ос. пород. Сб. ст. под ред. Л. В. Пустовалова. АН СССР, 1956.
4. Саркисян С. Г. — Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. АН СССР, 1958.
5. Соколова Е. И. — Физико-химическая характеристика некоторых осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород. Доклады советских геологов к VI международному конгрессу по седиментологии, М., 1960.
6. Страхов Н. М. — Основы теории литогенеза. Т. II, АН СССР, 1960.
7. Теодорович Г. И. — Учение об осадочных породах. Л., 1958.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛУХОВСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПРИМОРЬЯ

Е. А. Ткаченко, Д. Ф. Королев

(Дальневосточный филиал СО АН СССР)

Глинистые минералы из третичных отложений Приморского края до настоящего времени изучены весьма слабо. Особенно это касается тонкодисперсной части пород — глинистых минералов. В связи с этим авторами была изучена тонкодисперсная часть песчаных пород на одном из участков Глуховской депрессии.

Описываемый участок Глуховской депрессии представляет собой мульду, выполненную континентальными осадочными образованиями третичного возраста. В основании и по бортам ее залегают различные кристаллические породы палеозоя: гранитоиды, эффузивы и метаморфические сланцы. На породах фундамента отмечается кора выветривания, преимущественно каолинитового состава, мощностью до 60 м. В основании третичных отложений залегают базальные песчаники, которые выше переходят в монотонную песчано-алевритовую толщу с пропластками углей.

Нами изучались пробы песчаников, отобранные в пределах базального горизонта. Песчаники разнозернистые, плохо отсортированные, светло-серые, кварц-полевошпатового состава. Цемент песчаников — базальный и поровый, под микроскопом — глинисто-хлоритовый, нередко с примесью кристалликов сидерита. В небольшом количестве (1—3%) присутствуют измененный биотит и углистые частицы.

Изучение глинистых минералов проводилось на электронном микроскопе УЭМ-100, прямым электронно-микроскопическим методом — методом суспензий. В полученной водной суспензии глины после отстоя в течение часа отбирался верхний слой, содержащий тонкодисперсную часть породы. Капля отобранной суспензии наносилась на пленку-подложку и после высушивания просматривалась в УЭМ-100 при увеличениях в 2500—12 000 раз. Выбранные участки фотографировались.

Частицы, слагающие тонкодисперсную фракцию глин, обладают различными размерами, формой и толщиной, поэтому микрофотографии позволяют судить о минеральном составе глин<sup>1</sup>.

Для минеральной характеристики нами было взято несколько проб. На рис. 1 представлена микрофотография пробы № 788, которая указывает на монтмориллонитовый состав глины. Следует отметить, что это — тонкочешуйчатый монтмориллонит, сильно разбухающий в воде. На монтмориллонитовый состав глины указывает также микрофотография пробы № 528 (рис. 2). Однако, наряду с монтмориллонитом, в данной пробе устанавливается присутствие других глинистых минера-

<sup>1</sup> М. Ф. Викулова. Электронно-микроскопическое исследование глин. Госгеолиздат, М., 1952.



Рис. 1. Проба № 788 (ув. × 4300)

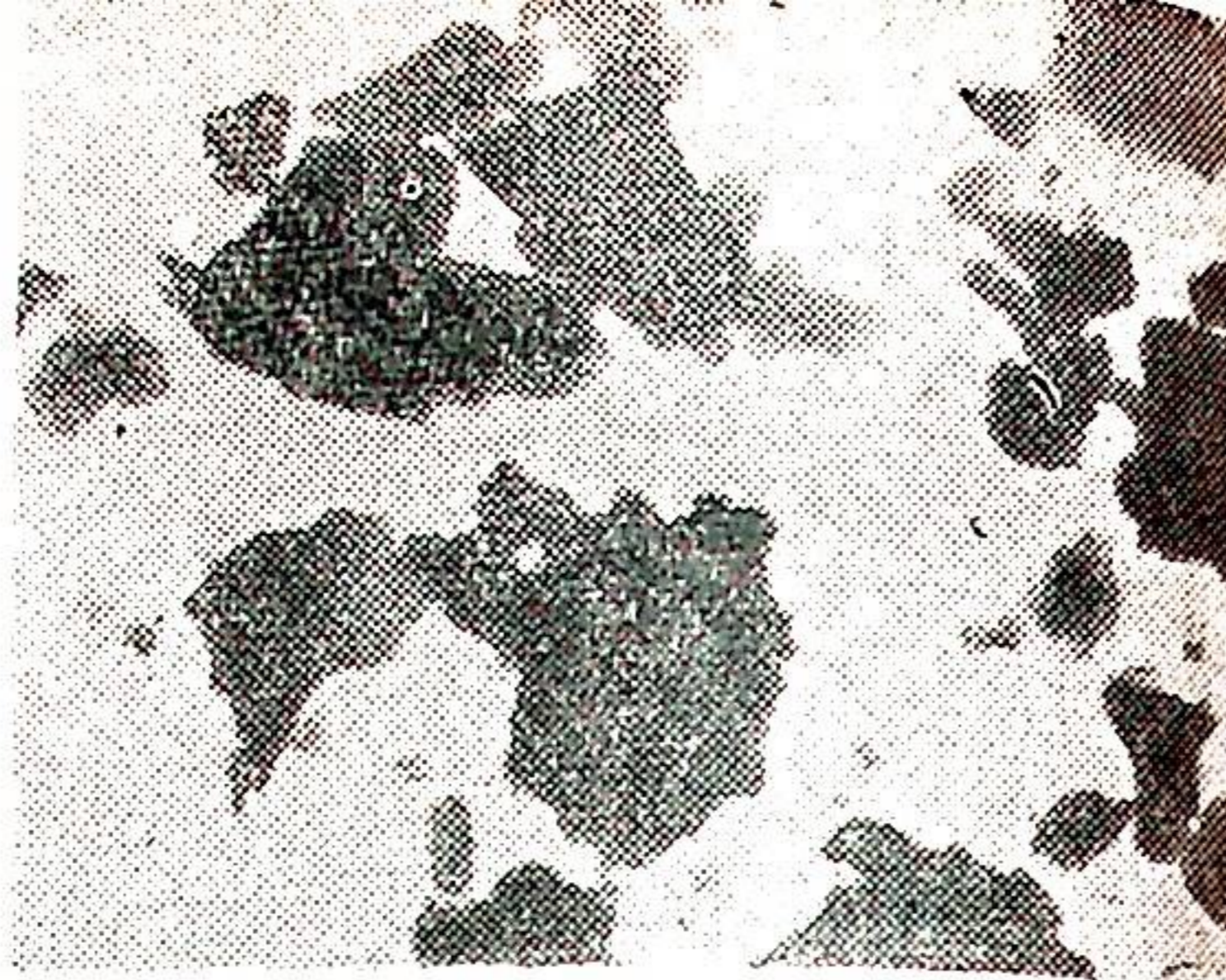


Рис. 2. Проба № 528 (ув. × 5000)

лов — галлуазита и каолинита. Галлуазит имеет резко выраженную удлиненную форму (рис. 3, 4), напоминающую иглы или палочки. Каолинит характеризуется резкостью очертаний кристаллов (рис. 4), имея вид преимущественно шестигранников.



Рис. 3. Проба № 528 (ув. × 24 000)



Рис. 4. Проба № 528 (ув. × 24 000)

Данный минеральный состав подтверждается микрофотографиями пробы № 659 (рис. 5, 6). Так, на рис. 5 представлены частицы монтмориллонита с характерными для них завитушками. Смешанный минеральный состав этой тонкодисперсной фракции хорошо виден на другой микрофотографии (рис. 6). Здесь можно отметить сочетание нескольких глинистых минералов — монтмориллонита, галлуазита, каолинита.

Таким образом, по своему минеральному составу изученная тонкодисперсная фракция является монтмориллонитовой с незначительной примесью галлуазита и каолинита.

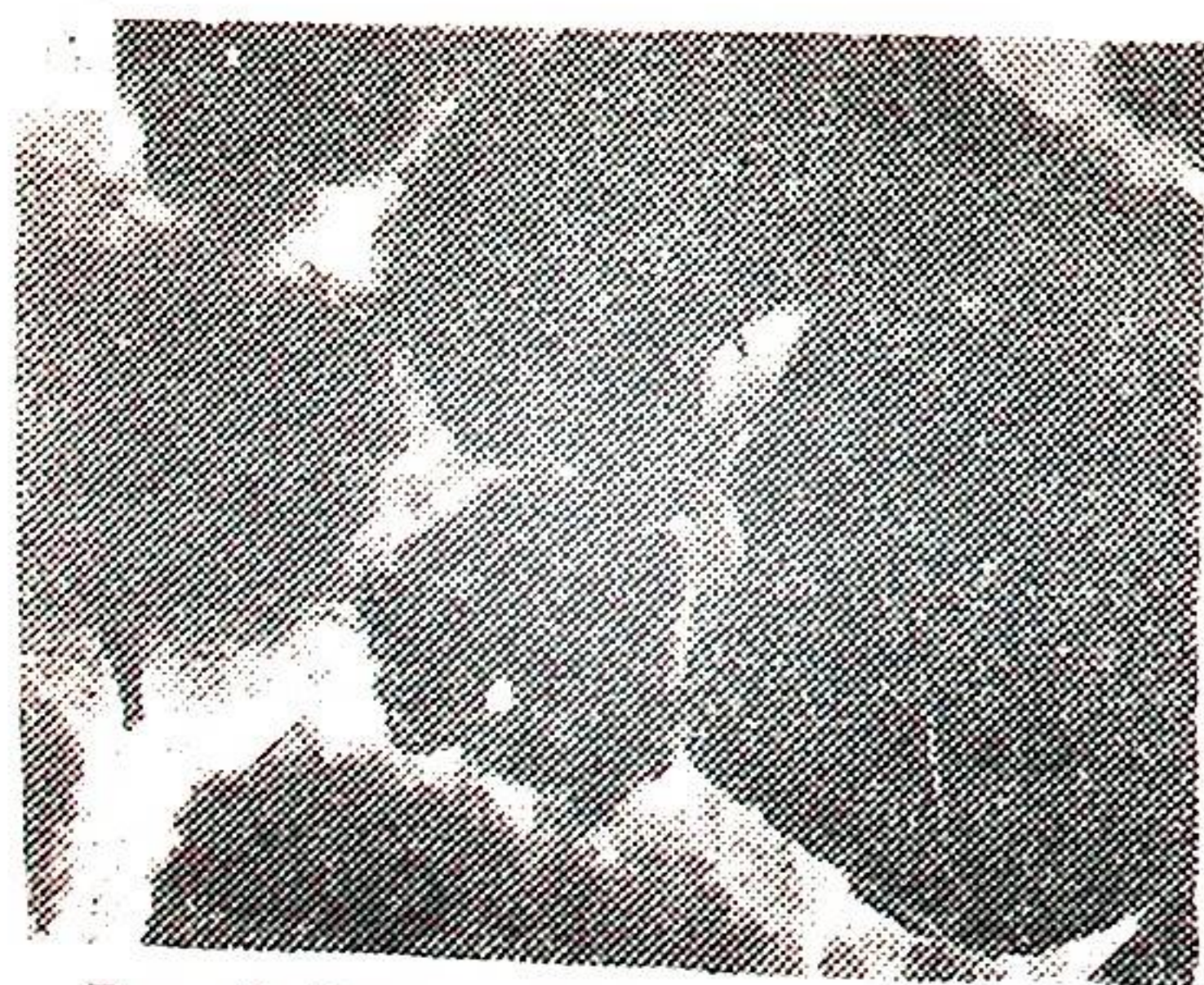


Рис. 5. Проба № 659 (ув. × 24 000)



Рис. 6. Проба № 659 (ув. × 5000)

## О ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЯХ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Ю. Н. Размахнин

(Приморское геологическое управление)

Вдоль центральной и восточной части структуры, именуемой Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня [3], в бассейне рек Имана, Вака и Улахе, в слоистых осадках карбона и перми развиты следы дифференциальных движений слоев. При поисково-съёмочных и разведочных работах приморские геологи эти образования называли тектонитами, структурами будинажа, разлинзованием, конгломератовидными породами, удлиненными гальками и т. д. Аналогичные образования в мезозойских песчано-сланцевых толщах Сихотэ-Алиня охарактеризованы нами [8, 9] как продукт подводных деформаций толщ рыхлого обводненного осадка. К подобным выводам мы пришли при изучении дифференциальных движений и в палеозое Сихотэ-Алиня. Автор признателен геологам А. А. Грачевой и П. С. Дыкину, принявшим участие в данных исследованиях.

Указанные своеобразные деформации палеозойских отложений заметно проявлены в верхах тудовакской свиты, в маяновской, себучарской, ариаднинской и ноттинской свитах, особенно четко и ярко они выражены в породах самаркинской свиты. Данные о литолого-фациальном характере и мощности этих палеозойских толщ, их стратиграфической последовательности и возрасте опубликованы в печати [1, 3] и нами не рассматриваются.

В отмеченных свитах слои компетентных пород (песчаников и кремней) представляют собой линзы, оваллоиды, иногда неправильной формы блоки и обособления, погруженные в некомпетентные породы — алевролиты и глинистые сланцы. Мощность дифференцированных слоев песчаников и кремней самая различная. Судя по их фрагментам, она чаще колеблется в пределах 1—5 см. Иногда разобщению подвергались слои мощностью 1—5 м. Пачки и горизонты, насыщенные такими образованиями, имеют мощность до 100—300 метров.

Расположение фрагментов компетентных слоев позволяет наметить контуры исходного слоя, т. е. направление движения разобщенных частей слоев всегда оставалось параллельным плоскости слоя. Фрагменты слоев бывают удлиненными, благодаря чему намечается определенно ориентированная линейность, отражающая направление транспортировки вещества.

Многие исследователи считают, что рассматриваемые образования представляют собой тектониты, возникшие в результате наложения тектонических напряжений на уже консолидированные осадки. Однако такое происхождение описываемых образований до сих пор никем не доказано. Вместе с тем в последнее время наметилась тенденция считать подобные образования конседиментационными [8, 9]. При изучении мезозойских формаций нами был сделан вывод о том, что рассматриваемые

мые образования имеют не эпигенетическое, а в основном сингенетическое, частично седименто-генетическое и раннедиагенетическое происхождение, т. е. они возникают в ходе подводных деформаций обводненного осадка. Эти данные согласуются, таким образом, с известной точкой зрения, согласно которой существует большое морфологическое сходство структур, возникающих при движении рыхлого мягкого осадка в подводных условиях, с теми структурами, которые созданы эндогенными силами при тектонических нарушениях земной коры.

Развитие структур разлинзования (будинажа) при подводных деформациях в мезозойских породах в стадию обводненного осадка позволяет употреблять термины «разлинзование» и «будинаж» в описательном, а не в генетическом смысле [8]. Фрагменты слоев, независимо от их формы, будут называться нами впредь просто будинами или отторженцами. Общий термин «тектонит» нами употребляется в приложении к образованиям, имеющим структуры будинажа и развившимся в породах под влиянием эндогенных сил. В тех случаях, когда морфологически близкие структуры возникли не в породе, а в подводных условиях и в обводненном осадке при суммарном воздействии тектонических и нетектонических сил, мы употребляем термин гидротектониты.

Для описываемых палеозойских образований характерна, как это будет показано ниже, принадлежность к категории гидротектонитов, несущих черты ярко выраженного разлинзования слоев кремнистого и песчанистого обводненного осадка. Будинирование пород рассматривают обычно в связи со складчатыми движениями [6]. Распространено оно среди осадочных и метаморфических пород, образованных перемежаемостью компетентных и некомпетентных слоев. В плоскости слоя разлинзование возникает [4, 6] в результате растяжения и удлинения параллельно осям складок или перпендикулярно к ним, т. е. по падению крыльев складок. В результате в районах развития интенсивной складчатости линейные структуры при будинаже чаще развиваются в двух взаимно-перпендикулярных направлениях — они параллельны осям складок или совпадают с линией падения пласта.

В гидротектонитах же палеозойских формаций среднего Сихотэ-Алиня линейность ориентируется чаще в любом промежуточном положении между двумя упомянутыми направлениями. Больше того, распространены случаи, когда линейность в гидротектонитах по существу не распознаваема, так как отторженцы, сплюснутые в плоскости пласта, не имеют ясно выраженного удлинения, и в плоскости, параллельной плоскости пласта, они выглядят бесформенно-изометричными или округлыми. Это свидетельствует об отсутствии причинной связи между складчатыми движениями области и развитием здесь гидротектонитов. Таким образом, в планах движений, фиксируемых ориентировкой линейности в гидротектонитах, с одной стороны, и отраженных в складчатых сооружениях района, — с другой, зависимость отсутствует.

Границы отторженцев кремнистых пород и песчаников в гидротектонитах часто имеют постепенные плавные переходы к вмещающим некомпетентным алевропелитовым породам. Этот признак столь же характерен и для гидротектонитов мезозойских формаций среднего Сихотэ-Алиня и был ранее описан нами как доказательство происхождения идентичных образований непосредственно из пластичного обводненного осадка [8, 9]. Течение жидкого обводненного алевропелитового субстрата с признаками слоеобразования распознается здесь как явление более позднее, чем дробление кремнистых прослоев. Возможность слоеобразования в субстрате после раздробления кремней доказывается отсутствием признаков деформаций слоев, в том числе и тех, которые соприкасаются с отторженцами. В последнем случае отторженцы уподобляются кластическому материалу.

Дробление сползающих слоев кремнистых пород иногда приводило к созданию хаотической брекчиевой структуры. Оползневая природа подобного рода деформаций слоев распознается по характеру дислокаций выше- и нижележащих кремнисто-глинистых и алевропелитовых слоев, которые нередко отражают весьма неправильные, свойственные оползневому явлению, дислокации. В таких случаях иногда развивались структуры, близкие к тем, которые в литературе получили название натечных, спиральных и шаровых [7].

Обилие в породах отторженцев говорит о том, что дифференциальным движениям подверглись все, даже элементарно малые участки породы. Такие подвижки должны были развиваться особенно вдоль границ компетентных и некомпетентных слоев, благодаря чему никаких исходных (седиментационных) плавных границ у отторженцев сохраниться не могло. Частое же наличие этих постепенных переходов объясняется лишь происхождением отторженцев из пластичного, еще способного размокать (разжижаться), обводненного осадка [8, 9].

Основоположники представлений о роли оползневых процессов в геологии [5] предложили в качестве основного критерия оползневых явлений считать наличие верхнего пласта, срезающего оползневые складки. В тех случаях, когда скольжение начинается после отложения самого позднего слоя, развивается иная разновидность подводного оползания. Главной отличительной особенностью последней является движение вниз по склону мощной обводненной, в разной степени литифицированной, толщи обводненного осадка.

По заключению Д. В. Наливкина [7], проявления подводно-оползневых деформаций со смещениями толщ мощностью в десятки и даже сотни метров должны иметь место в ископаемом состоянии, однако до сих пор они принимаются за близкие тектонические структуры. Аналогичные высказывания имеются у В. В. Белоусова [2], а также у Рича и Де-Ситтера [5], которые развивают концепцию о большом значении явлений подводных деформаций, протекающих после отложения другого слоя. Эта концепция не соответствует представлениям о классическом оползании. По нашему мнению [8, 9], описываемые гидротектониты палеозойских формаций, а также аналогичные образования мезозойских формаций принадлежат к этой общей группе подводных деформаций, для которых характерно отсутствие слоев, срезающих нарушенные слои.

Д. В. Наливкин [7] подчеркивает, что главной трудностью, возникающей при изучении подводных оползней в ископаемом состоянии, является их сходство с некоторыми тектоническими нарушениями, в частности с дисгармоничными мелкими складками. Сходство с дисгармоничными складками (или, как их нередко называют, внутриформационными и гравитационными скольжениями) настолько велико, что возникает вопрос, не являются ли внутриформационные скольжения на самом деле подводными оползнями. Последовательно развивая эту мысль Д. В. Наливкина, нет оснований отрицать, что при движении по склону бассейна мощной толщи рыхлого обводненного осадка должны развиваться не только те деформации, которые сходны, например, с дисгармоничными мелкими складками. В этом случае в равной мере должно проявиться формирование образований, морфологически идентичных с будинаж-структурами (разлинзованием).

Таким образом, следуя положению, высказанному Д. В. Наливкиным, а также представлению Н. Б. Вассоевича и Л. Б. Рухина [8, 9] о сингенезе толщ рыхлого осадка, мы вправе усомниться в том, что тектониты Сихотэ-Алиня являются образованиями, возникшими под влиянием эндогенных сил в литифицированном осадке. Последнее не подтверждается и тем, что палеозойские и мезозойские формации сред-

него Сихотэ-Алиня прошли лишь низкие ступени регионального метаморфизма. Поэтому для пород, испытавших лишь слабый региональный метаморфизм, вторичное течение, в результате которого возникают наблюдавшиеся нами структуры, кажется нам совершенно невероятным, тем более что прямой зависимости между древностью толщ и степенью будинажа не наблюдается.

Изложенный выше материал позволяет считать, что в некоторых случаях обводненность осадков глинисто-алевритовой группы после или в момент подводных деформаций мощной толщи обводненного осадка была настолько высокой, что из взвеси или суспензии отложились мелкие, неясно ограниченные слойки [7]. Присутствие этих слойков совмещается с всеобъемлющим расщеплением слоев на отторженцы, поэтому можно предположить, что формирование слойков происходило после возникновения отторженцев. Возможно, в жидкой и полужидкой массе осадка кремнистые и песчаные слои стали плотными и хрупкими уже тогда, когда осадки алевропелитовой группы еще текли и в них могли иногда образовываться новые алевропелитовые и, по-видимому, кремнистые слойки. В подобных условиях оставшаяся в субстрате часть кремнезема, вероятно, интегрировалась в основном не в виде слойков, а в виде хлопьевидных обособлений, что привело к ассоциации обильных «хлопьев» кремнезема с кремнистыми слойками и отторженцами.

Движение толщи рыхлого, в общем пластичного, обводненного осадка может быть вызвано тремя основными причинами: давлением вышележащих слоев, уклоном дна бассейна и колебаниями последнего под влиянием землетрясений. Возможность расщепления пластов на отторженцы в этой движущейся массе осадка вытекает, как нам кажется, из следующих особенностей процесса уплотнения осадков.

Принято считать [2, 7], что глинистые осадки, содержащие до 80—90% воды, при уплотнении сокращаются в объеме более чем в два раза. При уплотнении глинистого осадка часть воды выделяется, и, когда ее становится не больше 70—75%, осадок из жидкого состояния переходит в пластичное. При еще большем выделении под давлением вышележащих осадков водная оболочка вокруг некоторых зерен прорывается, и зерна входят в соприкосновение друг с другом. Другие же зерна сохраняют водную оболочку, а весь осадок — пластичность. Объем пор, занятых водой, в эту стадию равен 30—35%. Дальше вода выделяется все больше и больше, число соприкасающихся частиц увеличивается, они вступают во взаимодействие, и начинается перекристаллизация. Она ведет к потере пластичности, и глины переходят в аргиллит или глинистые сланцы, не размокающие в воде.

По мере дегидратации геля кремнезема его свойства меняются следующим образом [10]:

Содержание воды в %	Характер геля
94—97,3	Имеет вид желе, при сотрясении дрожит
90—92	Режется ножом
74,9	Ломок
74,2	Истирается в порошок

Теряя воду, гель кремнезема почти не изменяется в объеме, даже если он становится весьма хрупким [10].

Пески обычно насыщены механически вовлеченной водой. Их пористость достигает 50% [7]. При уплотнении пески легко теряют воду.

Специфика уплотнения глин, кремнезема и песков позволяет нам сделать следующие выводы:

1. Консолидация осадка (его хрупкость, жесткость) по мере уплотнения должна наступать в кремнеземе и песках гораздо скорее, чем

в глинах. Справедливость данного заключения подтверждается тем, что после образования отторженцев кремнистых и песчаниковых пород в алевропелитовом субстрате еще протекал процесс слоеобразования.

2. Учитывая ведущую роль осадков алевропелитовой группы в геологическом разрезе палеозойских и мезозойских толщ, содержащих гидротектониты, можно заключить, что способность к движению толщи в целом сохранилась и тогда, когда пески и кремнезем заметно консолидировались. Жесткий каркас из консолидированных песков и кремнезема при движении алевропелитового субстрата, естественно, вовлекался в это движение и дробился. Процесс расщепления слоев при этом был, вероятно, таким же, как и при будинировании пород [4], и состоял он из трех моментов: 1) разрыва пласта или какого-либо другого тела на отдельные части и раздвигания будин (отторженцев) относительно друг друга; 2) пластической деформации смежных пород или слоев обводненного осадка; 3) заполнения промежутков между будинами окружающей породой или же обводненным субстратом.

Давление, направленное нормально к плоскости ограничения пласта пород или обводненного осадка, является главной причиной, вызывающей развитие тектонитов и гидротектонитов. Масса мягких пластов в таких условиях расплющивается и течет перпендикулярно направлению сжатия. Жесткие пласты, заключенные между мягкими, вовлекаются в это движение, разрываясь после небольшой пластической деформации на отдельные глыбы или отторженцы, которые постепенно разобщаются между собой. Дифференциальные движения мягких пластов при формировании гидротектонитов носили, по-видимому, ориентированный характер, но зависели от неровностей рельефа поверхности осадения. В последующем толщ с гидротектонитами вовлекались в складчатые движения с иным планом деформаций. Поэтому ориентировка линейности в гидротектонитах по отношению к шарнирам складок может быть различной.

3. До консолидации осадков глинисто-алевритовой группы движение толщи могло возникнуть на любом отрезке времени, даже если возникающие при этом отторженцы расщепленных слоев песка и кремнезема могли еще с краев разжижаться. По заключению Де-Ситтера [5], деформация влажных образцов идет в значительной степени за счет растворения, т. е. развитие напряжений как бы стимулирует растворение (размокание) деформируемых масс осадка. Известно также, что в условиях деформаций обводненного осадка, когда происходит его встряхивание и размешивание, в коагулятах (гелях) кремнезема может происходить процесс тиксотропии — превращения застудневших коагулятов в золи [10].

Наконец, Д. Б. Эриксон, М. Юинг и другие исследователи [8, 9], изучавшие процессы отложения осадков в глубоководной части Атлантики, подчеркивают неизбежность перехода некоторой слабоуплотненной части осадков при их движении в суспензию и даже в мутный поток.

По-видимому, указанные обстоятельства способствовали размоканию краев отторженцев, возникающих из расщепленных песчаных и кремнистых слоев, что и создало картину их плавных переходов в субстрат.

Можно констатировать правильность взглядов Н. Б. Вассоевича и Л. Б. Рухина о существовании и самостоятельности такой фазы литогенеза, как сингенез. Как уже подчеркивалось нами ранее [8, 9], вероятно, чтобы из осадка, находящегося в стадии седиментогенеза, образовались подобные отторженцы; невероятно также, чтобы отторженцы заметно диагенезированных пород подвергались растворению. Представления же Н. Б. Вассоевича и Л. Б. Рухина о сингенезе не исключают возможности возникновения отторженцев из песчаников и крем-

нистых пород на данном этапе литогенеза и хорошо объясняют наблюдавшиеся нами явления растворения ограничений отторженцев в обводненной алевропелитовой массе осадка.

Благоприятными обстоятельствами для формирования гидротектонитов были увеличения уклонов дна бассейна, развитие землетрясений и большая скорость накопления рыхлого обводненного осадка. Эти факторы характеризуют эпохи усиления тектонической активности, выраженной в подобных случаях главным образом в увеличении контрастности колебательных движений, приводящих к усилению гипсометрического различия между областями поднятия и размыва, областями прогибания и накопления [2]. Таким образом, методом геологического картирования гидротектонитов можно установить эпохи повышения тектонической активности указанного типа. Следовательно, гидротектониты могут рассматриваться как новая важная категория геологических образований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Беляевский Н. А., Громов Ю. Н.** — Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и южного Приморья. «Сов. геол.» № 7, 1962.
2. **Белоусов В. В.** — Структурная геология. Изд. МГУ, 1961.
3. **Берсенева И. И.** — Основные черты тектоники Приморского края. В сб. «Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Вып. 1, Владивосток, 1960.
4. **Горлов Н. В.** — Структура будинажа. В сб. «Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов». Госгеолтехиздат, М., 1957.
5. **Де-Ситтер Л. У.** — Структурная геология. Изд. ИЛ, М., 1960.
6. **Клосс Э.** — Линейность. В сб. «Вопросы структурной геологии». Изд. ИЛ, М., 1958.
7. **Наливкин Д. В.** — Учение о фациях, т. I, Изд. АН СССР. М. — Л., 1956.
8. **Размахнин Ю. Н.** — Подводнооползневые текстуры в мезозое Центрального Сихотэ-Алиня. «Сов. геол.», № 12, 1961.
9. **Размахнин Ю. Н.** — О следах подводных деформаций в юрских и меловых отложениях Центрального Сихотэ-Алиня. Информ. сб., № 2, Приморского геол. унр., 1961.
10. **Чухров Ф. В.** — Коллонды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

## О ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКСТУРНЫХ ЗНАКАХ В ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ТОЛЩЕ УССУРИЙСКОГО ДОКЕМБРИЯ

*Л. И. Кулиш*

*(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)*

Уссурийские железо-марганцевые месторождения залегают в рудопосной свите верхнесинийского возраста. Породы этой свиты лежат на размытой поверхности орловской свиты среднесинийского возраста.

Рудоносная свита подразделяется на три горизонта (снизу вверх): подрудный, рудный и надрудный.

Подрудный горизонт представлен тонкослоистыми глинисто-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами. Между указанными сланцами имеются постепенные фациальные переходы. В толще сланцев иногда наблюдаются слабоокварцованные доломитизированные известняки. Мощность горизонта от 10 до 100 метров.

Рудный горизонт согласно залегает на подрудном. Контакт между ними четкий и ровный. В нижних слоях залегают породы, содержащие марганец, которые постепенно вверх по разрезу переходят в железистые кварциты типа джеспилитов. Марганецсодержащие породы представляют неравномерное переслаивание марганцеворудных слоев с существенно кремнистыми породами. Последние содержат пылевидные включения гематита. Среди пород горизонта иногда залегают мало мощные пропластки кварц-серицитовых и глинисто-хлоритовых сланцев. Железистые кварциты характеризуются тонким ритмичным переслаиванием пропластков гематит-магнетитового и гематитового составов с кварцитовидными породами, несущими пылевидные включения гематита. Мощность горизонта 30—90 метров.

Надрудный горизонт слагается сланцами, весьма сходными с породами подрудного горизонта. Среди сланцев горизонта встречаются также линзы доломитизированных известняков. Мощность горизонта непостоянна и варьирует от 10 до 300 метров.

Среди железистых кварцитов Смолинского месторождения обнаружены хорошо сохранившиеся поверхностные текстурные знаки: волноприбойная рябь, трещины усыхания и знаки размыва (рис. 1, 2).

Волноприбойные знаки (рис. 1) имеют асимметричное строение, характерное для зоны прибоя. Один склон волны ряби имеет пологий наклон, другой — крутой, с углом наклона до 60—80°. Гребни ряби располагаются примерно на одинаковом расстоянии друг от друга. Длина волны составляет 25 мм, высота — 2—3 мм, индекс равен 12,5. Степень асимметрии (отношение горизонтальных проекций пологой части волны к крутой) приближается к 12. Волноприбойные знаки хорошо выражены на поверхности кварцита и очень плохо — на поверхности железорудных пропластков. Поверхность волноприбойных знаков иногда несет на себе следы второго этапа образования ряби, причем последние располагаются под некоторым углом (около 10—15°).

Изучение шлифованных поверхностей показало, что слоистость кварцитов, на поверхности которых наблюдаются волноприбойные знаки, прямая, субпараллельная. На некоторых образцах можно наблюдать различные по времени образования поверхностные текстурные знаки: волноприбойную рябь и трещины усыхания. Последние отмечаются также на плоскостях напластования кварцитов и без знаков ряби. Это указывает на то, что осадки выходили на дневную поверхность и некоторое время подвергались процессам усыхания.

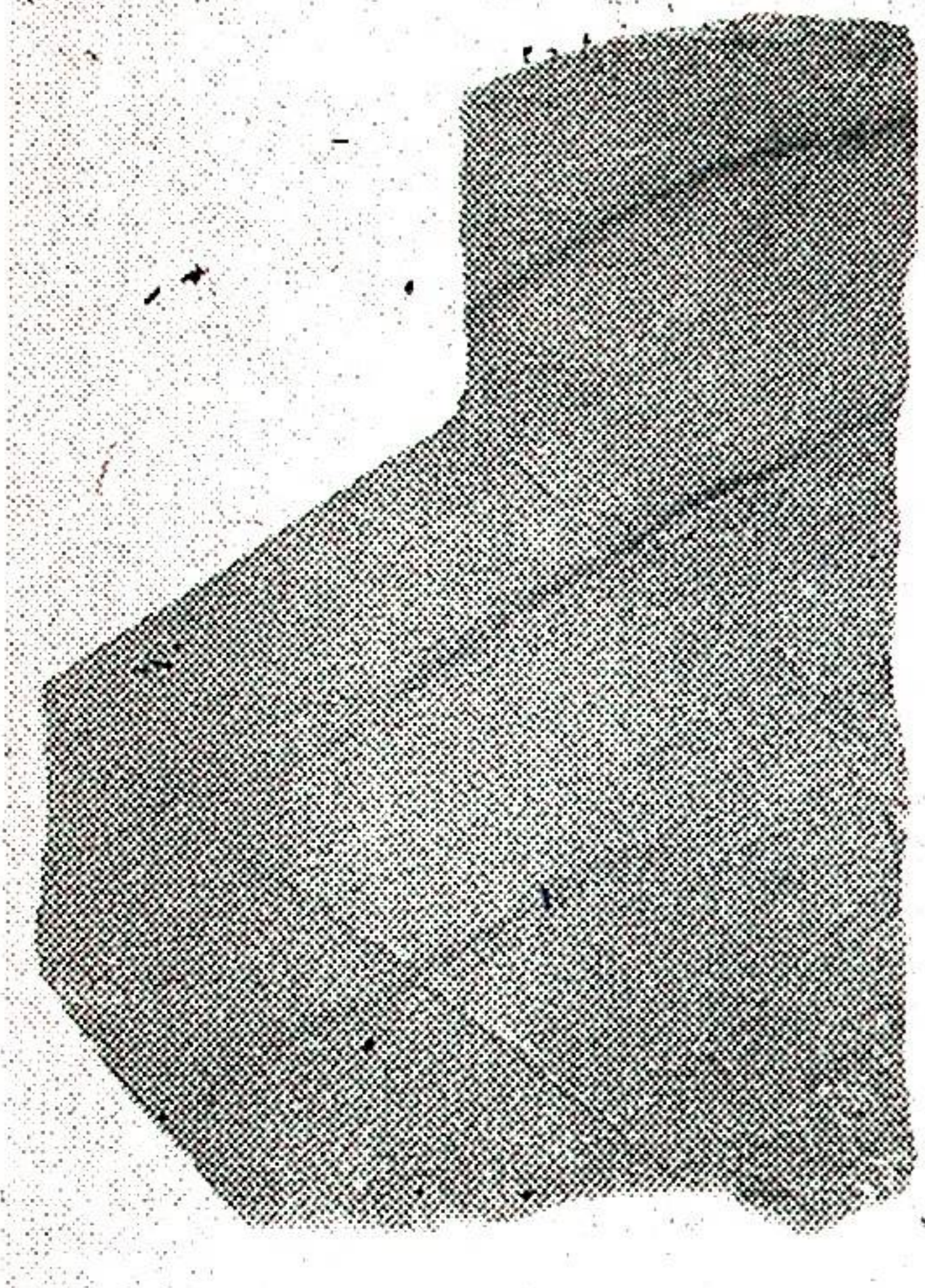


Рис. 1. Волноприбойные знаки и трещины усыхания (1:2)

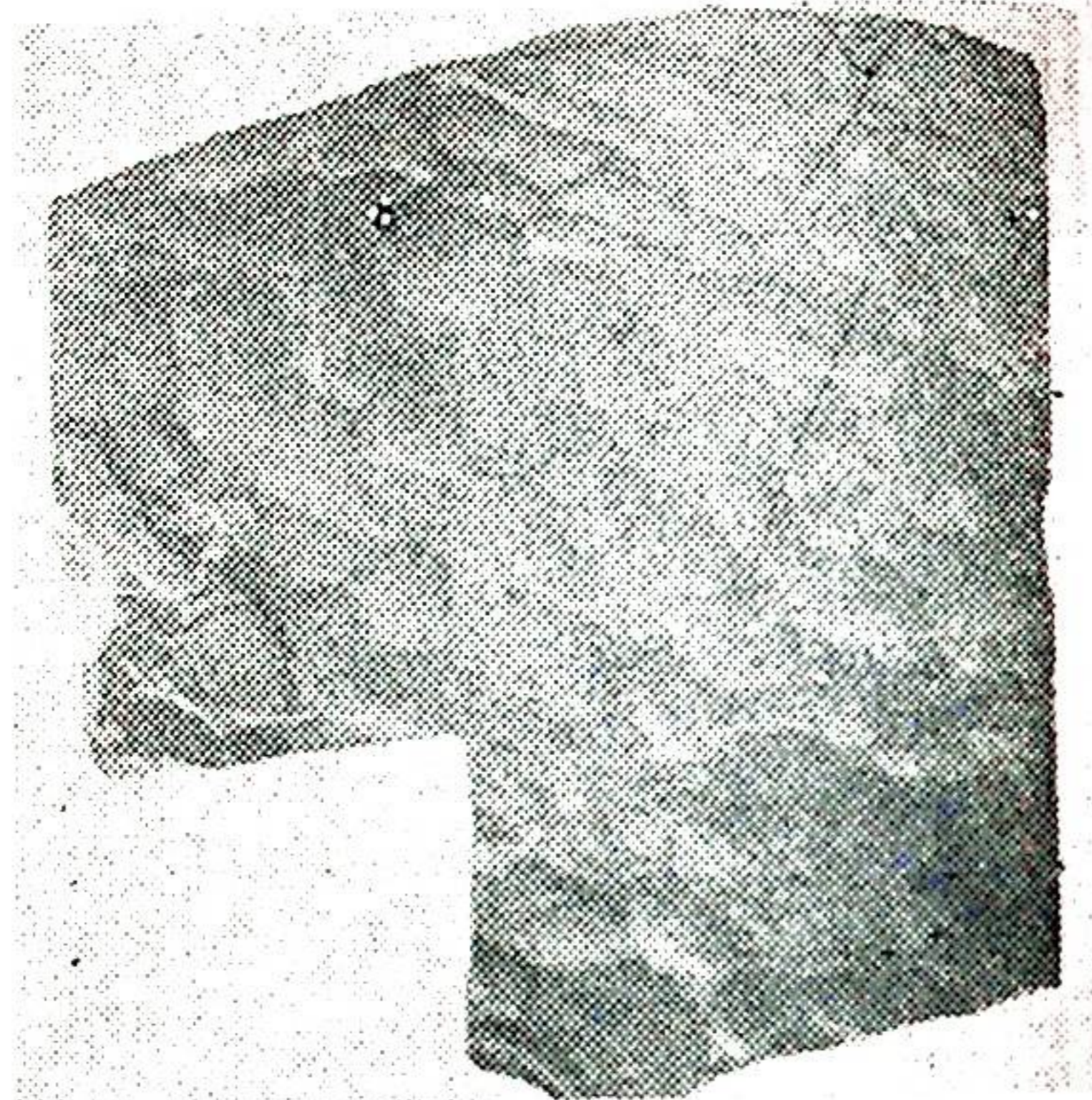


Рис. 2. Знаки размыва (1:2)

Трещины усыхания сохранились в виде узких полосок. Ширина трещин до 3 мм, чаще — 2 мм; длина различна: от 30 до 7 см, углы пересечения самые разнообразные; нередко отмечается две-три системы субпараллельных трещин, пересекающихся под углом 45—30°. Обычно взаимопараллельные трещины усыхания располагаются друг от друга на расстоянии 2—3 см, хотя нередко наблюдаются более сближенные и более разреженные трещины. В большинстве случаев они прямые, реже — извилистые или зигзагообразные. Форма разреза трещины грубоклиновидная. Трещины выполнены кварцем, более крупнозернистым и более чистым от рудных зерен, чем кварц железистых кварцитов.

На этом же месторождении встречены знаки размыва (рис. 2), представляющие беспорядочные, различные по форме и размерам выпуклости и углубления на поверхности напластования кварцита. Для знаков размыва характерна сглаженность контуров. Подобные поверхностные текстурные знаки отмечены в аналогичных породах рудоносной свиты синийского возраста на Малом Хингане<sup>1</sup>.

Наличие волноприбойных знаков, трещин усыхания и знаков размыва указывает, что породы рудного горизонта Уссурийского докембрия формировались в условиях мелководного бассейна, в его прибрежной зоне. Береговая линия бассейна характеризуется непостоянством. Образовавшиеся осадки иногда выходили на дневную поверхность, подвергаясь усыханию или размыву. В этих случаях процесс осадконакопления временно прерывался.

<sup>1</sup> М. В. Чеботарев. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд. «Сов. геология», 8, 1958.

СРЕДНЕЮРСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛАЗОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

П. В. Ивашов

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

На северо-востоке Русской платформы, в бассейне верхнего течения рек Камы и Вятки, широко развиты среднеюрские континентальные отложения, заполняющие Глазовскую синеклизу. Они залегают на осадках триаса, в осевой зоне синеклизы перекрыты верхнеюрскими морскими накоплениями, а по окраинам — четвертичными образованиями.

Среднеюрские континентальные отложения детально изучались автором в 1959—1962 гг. Установлено, что эти отложения представлены в основном песками с горизонтами галечников, гравия и линзами глин и алевролитов. В нижней части отложений залегает толща базальных галечников мощностью до 8 м, а в верхней части — преимущественно развиты пески, глины и алевролиты. Общая мощность среднеюрских отложений — 70 метров.

В литологическом отношении эти отложения сложены довольно однообразным комплексом пород. Галечники и гравий представлены белым и светло-серым кварцем, кварцитами, кварцито-песчаниками, окатанными и плохо окатанными, слюдястыми сланцами, а также неокатанными гальками черных кварцитовидных сланцев, кремней и яшм. Кроме базальных галечников, встречаются горизонты и прослои галечников того же петрографического состава, залегающие среди песков.

В разрезе среднеюрских отложений преобладают пески. Обычно они светло-серые, серые, часто белые, кварцевые, разномерные, слюдястые, с темноцветными минералами, косослоистые, с горизонтами галечников и прослоями глин. В песках встречаются растительный детрит, кусочки бурого угля, лигнита, конкреции пирита, жеоды и корки лимонита. Косая слоистость песков имеет речное происхождение. Легкая фракция песков представлена кварцем (95%), мусковитом (3%), обломками пород, кремней и яшм (2%). Тяжелая фракция, составляющая 2—3% песков, содержит непрозрачные рудные минералы (ильменит, магнетит, хромит и пирит) и метаморфические минералы: дистен, ставролит, гранат, циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, анатаз, брукит, андалузит, силлиманит, которые составляют ведущую и повсеместно встречающуюся ассоциацию минералов.

Алевролиты занимают в разрезе второе место. По внешнему виду и минералогическому составу они почти не отличаются от песков, но содержат большое количество глинистых частиц. В отличие от песков алевролиты горизонтально-слоистые и — реже — волнисто-слоистые.

Глины залегают среди песков в виде линз и слоев мощностью до 8 м. Цвет их серый, светло-серый, белый, реже темно-серый, коричневый и черный, вследствие большого содержания органического растительного вещества. Глины обычно пластичные, жирные и вязкие, реже песчаные и алевролитистые, по минералогическому составу каолинитовые и

монотермитовые. Песчаная и алевритовая примесь в глинах представлена кварцем, мусковитом, обломками метаморфических пород. Черные и темно-серые глины содержат конкреции пирита, куски лигнита, стволы и бугленой и пиритизированной древесины, вайи папоротников и растительный детрит, а также прослой бурых углей мощностью до 0,30—0,50 метра.

Возраст этих отложений установлен на основании среднеюрских спорово-пыльцевых комплексов. По определению В. А. Полухиной, наиболее характерными для них являются пыльца *Picea*, *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Pinus*, *Bennettites* и споры *Copiopteris*, *Osmunda*, *Selaginella*. В. А. Полухина считает, что этот спорово-пыльцевой комплекс на территории СССР аналогичен спорово-пыльцевым комплексам среднеюрских отложений среднего и южного Урала, Тургайского прогиба, Прикаспийской синеклизы и Западно-Сибирской низменности.

При литолого-фаціальном изучении среднеюрских континентальных отложений Глазовской синеклизы установлены аллювиальные фации (русловые, пойменные и старичные) и озерно-болотные фации с бурым углем. Однообразие литологии, вещественного состава, спорово-пыльцевых комплексов, структурно-текстурных особенностей и распределение фаціальных комплексов в составе среднеюрских отложений позволяют предположить, что в среднеюрскую эпоху территория Глазовской синеклизы Русской платформы представляла собой обширную равнину, где накапливались озерно-болотные и аллювиальные осадки. Накопление осадков сначала происходило в неровностях досреднеюрского рельефа, а после их заполнения — на всей площади синеклизы. Весь разрез представляет один ритм — аллювиально-озерно-болотный. Некоторая дифференцированность тектонической обстановки сделала возможным накопление угольных пластов на отдельных участках. В целом среднеюрские осадки слабоугленосны.

Судя по спорово-пыльцевым комплексам, растительность всей территории составляли преимущественно хвойно-гинкговые леса с подлеском и кустарниками беннеттитовых, хвощовых, осмундовых, папоротников и т. д. Однообразие растительности, по-видимому, обусловлено установившимся ровным теплым и влажным климатом и слабой расчлененностью рельефа.

Направление косой слонности речного происхождения среднеюрских отложений Глазовской синеклизы указывает на то, что в среднеюрскую эпоху область сноса находилась на востоке. Вещественный состав свидетельствует о том, что среднеюрские отложения формировались за счет размыва доюрской каолиновой коры выветривания Урала и частично Тимана. Терригенный материал в Глазовскую синеклизу доставлялся реками и в меньшей степени — временными потоками.

Обширная аллювиальная среднеюрская равнина в описываемом районе существовала вплоть до поступления верхнеюрской (келловейской) трансгрессии.

На территории СССР континентальные угленосные среднеюрские отложения развиты в Сибири и Средней Азии, на Урале, Кавказе, Русской платформе и некоторых островах Северного Ледовитого океана.

Стратиграфическим аналогом континентальных среднеюрских отложений в Западной Европе являются, по-видимому, отложения Нормандии [4], Йоркшира [3], центральной Польши [2], полемские слои Польши [5]. В северной Африке этим осадкам, очевидно, соответствуют отложения Форт-Полиньяка, Суэца (Египет) и среднеюрская часть разреза промежуточной толщи нубийских песчаников [1].

Приведенные данные по распространению континентального доггера согласуются с палеогеографией юрских континентальных отложений планетарного масштаба [6].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Boureau E., Freulon J. — Sur les flores jurassiques du Continental intercalaire Saharien. Compt. rend. Soc. geol., France, № 3, 1959.
2. Dadlez R. — Uwagi o stratygrafii liasu i dolnego doggeru na nizi niemieckopolskim. Kwart. geol., № 2, 1958.
3. Heer O. — Contributions a la Flore du Portugal, 1880.
4. Gignoux M. — Geologie stratigraphique, Paris, 1950.
5. Unrug R., Calikowski A. — Sedymentacja i petrografia warstw polomskich. Roczn. Polskiego towarz. geol., № 2, 1960.
6. Hölder H. — Das Weltbild der Jurzeit. Aus Heimat, № 9—10, 1957.

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕЙСКОЙ СЕРИИ  
АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Л. В. Бурилина

*(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)*

В Амуро-Зейской депрессии отложения зейской серии пользуются чрезвычайно широким распространением, залегая в большинстве районов на породах фундамента и только в центральной и юго-восточной частях депрессии — на рыхлых породах цагайской серии ( $Cg_2m - Pg_1^2$ ).

Мощность отложений зейской серии непостоянна, колебание мощностей обусловлено неровностями рельефа фундамента. По геофизическим данным и данным опорного бурения намечается общая тенденция к увеличению мощностей от периферии депрессии (40—50 м) к ее центру (238 м; по данным Белогорской опорной скважины).

Отложения, объединенные в зейскую серию, на основании палеоботанических и литологических данных подразделяются на две свиты: сазанковскую ( $Pg_3^2 - N_1$ ) и белогорскую ( $N_2 - Q$ ) [2].

**Сазанковская свита** (верхний олигоцен — миоцен). Отложения свиты имеют повсеместное распространение, залегая горизонтально на размытой поверхности более древних пород. Подошва свиты находится на различных гипсометрических уровнях, повторяя, по-видимому, рельеф фундамента. Мощность свиты колеблется от 50 до 100 м. Наиболее полные разрезы (в естественных обнажениях) вскрываются по западному борту депрессии: это береговые обрывы рек Онона, Ульмина, «Горящие горы» на р. Амуре. В центральной части депрессии хорошие обнажения имеются на правом берегу р. Зей. Детальное изучение строения отложений свиты позволяет выделить в них различные фации аллювиального комплекса: русла, поймы, отложения стариц.

**Фация русла.** Отложения фации представлены в основном разнозернистыми гравийными, крупнозернистыми, среднезернистыми песками почти всегда с примесью гравия, гальки и глинистого материала, реже — мелкозернистыми песками и галечниками. В среднезернистых песках, на границе с мелкозернистыми, наблюдаются линзы серой, иногда черной глины комковатой структуры (размер линз колеблется от 15 до 20 см в поперечнике). По-видимому, эта глина была вымыта из недалеко расположенных впадинок. Пески и галечники светло-серого цвета (белые при высыхании). В галечниках иногда наблюдается неравномерное ожелезнение в виде пятен, потеков и колец Лизеганга. Гравийные частицы и гальки в песках располагаются обычно беспорядочно, иногда в форме линз и лишь изредка подчеркивают слоистость.

Галечники в основном представлены кремнистыми породами, кварцем, эффузивами (кислыми и основными), редкими гальками гранитов, метаморфических сланцев, гнейсов, песчаников и алевролитов. Окатанность III—IV кл. (по классификации А. В. Хабакова). Заполнителем в галечниках является разнозернистый песок. Пески полевошпатово-кварцевые. Форма зерен угловатая, реже — угловато-окатанная.

Слоистость косая, крупная и средняя, однонаправленная, иногда с характерной сменой гранулометрического состава зерен в каждом ко- сом слое: от более крупных к более мелким разностям (ритмичная сортировка). Кроме этого, отмечается погрубение материала к основа- нию каждой серии. Границы косых слоев параллельны, иногда слабо- волнисты. Наблюдается также (особенно это хорошо видно на выветре- вой поверхности) косая слоистость сходящаяся, выполаживающаяся и перекрещивающаяся. Отмечается более или менее одинаковая направ- ленность косых серий, с небольшими отклонениями в разные стороны, что указывает на выпадение осадка в условиях водного потока, теку- щего постоянно в одном направлении. Мощность косых серий колеблет- ся от 15 до 70 см, реже — 1,5—2,0 м, преобладающее направ- ление наклона косых серий в районе «Горящих гор» 180—200°, в рай- оне береговых обрывов рек Ульмина и Онона — 125—215°, Зеи — 150—195°, Томи — 140—280°.

Растительные остатки и фауна не встречаются. Отложения фации русла залегают на подстилающих породах с размывом. Мощность 12—20 м, редко — до 30 метров.

**Фация поймы.** Отложения фации поймы представлены мелкозер- нистыми, глинистыми, слюдяными песками и глинами. Встречаются как слоистые, так и неслоистые разновидности песков и глин. Среди слоистости отмечаются следующие типы: тонкая однонаправленная ко- сая слоистость (чаще всего выполаживающаяся), прерывистая, гори- зонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная. Последние три типа слоистости характерны для глинистых песков и глин. Слоистость заметна благодаря растительному детриту или чешуйкам слюды. Косая слоистость пойменной фации отличается от слоистости русловой фации тем, что она всегда более мелкая и чаще всего подчеркивается расти- тельным детритом. По гранулометрическому составу пойменные отло- жения тоже отличаются от русловых, они состоят из более мелких час- тич. Вниз по разрезу отложения фации поймы переходят в отложения фации русла, а вверх — в отложения старичных озер и болот. Расти- тельные остатки обычно плохой сохранности. Описанные признаки сви- детельствуют об образовании пойменных осадков в относительно спо- койной среде.

**Фация стариц.** Процесс заполнения стариц осадками протекает не всегда одинаково. Одним из наиболее распространенных типов является превращение отшнурованного участка русла в озерный водоем. Запол- нение осадками этого водоема идет медленно, так как привнос обло- мочного материала полыми водами невелик. Постепенно озеро мелеет и превращается в болото, иногда торфяное. Осадки зарастающих за- стойных озер и торфяных заиляющихся болот обычно постепенно пе- реходят друг в друга.

Отложения застойных озер представлены песчанистыми серовато- зелеными, зелеными, иногда голубовато-зелеными и темно-серыми гли- нами. Глины бывают неслоистые, неясно-слоистые и горизонтально- слоистые. Слоистость подчеркивается наличием послойно располагаю- щимся растительным детритом, чешуйками слюды, реже — сменой гра- нулометрического состава и цветом. При отсутствии слоистости наблю- даются комковатая и массивная текстуры. Очень характерно наличие растительного детрита. Местами его настолько много, что глины по внешнему виду напоминают слоеный пирог: слой глины, слой песчаной глины с растительным детритом, слой глины и т. д. В местах обога- щения растительным детритом глина приобретает темно-коричневый цвет. Иногда в глинах встречаются обломки и даже целые стволы угле- фицированной древесины.

Слоистые глины имеют листоватую отдельность. Кроме горизонталь- ной слоистости, наблюдается мелкая линзовидная, обусловленная на- личием линзочек мелкозернистого глинистого песка. По-видимому, такая слоистость связана с рябью волнения.

Встречаются стяжения округлой формы сильно сцементированного, ожелезненного песчаника. Мощность отложений этого типа невелика — от 2,0 до 2,5 м, редко — 4,0 м. С нижележащими и вышележащими по- родами контакты постепенные.

Описанные отложения могли образоваться только в замкнутых во- доемах со стоячей водой, временами зарастающих. Зеленая и голубо- вато-зеленая окраска говорит о восстановительной среде осадконакоп- ления.

Отложения торфяных заиляющихся болот представлены темно- окрашенными (темно-серыми, почти черными, темно-коричневыми, свет- ло-коричневыми), часто углистыми глинами и лигнитами.

В глинах наблюдается горизонтальная слоистость, которая подчер- кивается тончайшими прослоями растительного детрита, чешуйками слюды и редко — изменением механического состава. Встречаются не- слоистые, очень пластичные разности глин с резким запахом сероводо- рода. В темноокрашенных глинах в районе реки Голубой были встре- чены конкреции сферосидерита и очень мелкие, редкие зерна пирита. Мощность глин от 0,5 до 2,0 метров.

Лигниты обычно более или менее обогащены песком и глиной. Ме- стами скопления лигнита настолько обогащаются минеральными части- цами, что переходят в углистый песок или углистую глину. Встречаются две разновидности лигнита: плотная и землистая. Мощность лигнитов колеблется даже в одной залежи от 0,0 до 1,5—2,0 метров.

С отложениями фации стариц связаны месторождения огнеупорных глин.

**Белогорская свита** (плиоцен — нижний отдел четвертичной систе- мы). Отложения этой свиты широко развиты во всей депрессии. В ее центральной части они обычно слагают водоразделы. Белогорские от- ложения лежат с размывом на осадках сазанковской свиты, а по окра- нам депрессии — на породах фундамента. Их разрезы подробно из- учены в районах рек Онона, Ульмина, Ольги, в районе «Горящих гор» на р. Амуре, на правом берегу р. Зеи, в обрывах на левом берегу р. Томи и в ряде других мест. Мощность отложений 50—80 м и более.

Отложения свиты представлены в основном фациями русла. В не- значительном количестве присутствуют отложения пойменных фаций.

**Фация русла.** Фациальное строение руслового аллювия белогорской свиты в основном сходно с отложениями русловой фации сазанковской свиты. Отложения фации представлены разнозернистыми гравийными, крупнозернистыми песчаниками с большим количеством гравия и галь- ки, галечниками, реже — среднезернистыми и мелкозернистыми песками. По минералогическому составу пески кварцево-полевошпатовые с боль- шим количеством темноцветных минералов: роговых обманок и эпидота. Характерно ожелезнение и незначительное количество глинистого мате- риала. Местами гравийные и крупнозернистые пески имеют черную окраску за счет того, что гравийные частицы и мелкие галечники покрыты железисто-марганцевым налетом. Пески и галечники плохо отсортиро- ваны. Наблюдаются слоистые и реже неслоистые разности.

Слоистость обусловлена главным образом сменой механического состава. Иногда она подчеркивается ожелезнением. В основном это крупная, средняя, прямолинейная, однонаправленная косая слоистость, редко встречаются разнонаправленная и перекрестная слоистости. Косо- слоистые серии слагаются из отдельных слоев, мощностью в среднем 10—15 см; в районе «Горящих гор», рек Ульмина, Онона, падающих

в направлении 195—215°, Томи и правобережья Зей — 150—175° под углами 14—20°. Слоистость внутри отдельных косослоистых серий очень четко выражена, особенно на выветрелой поверхности. Наблюдаются прослойки хорошо отсортированного, без глинистого материала косослоистого песка, мощностью до 1,5 м. Для косой однонаправленной слоистости характерно выполаживание углов к подошве слойки до 5°.

Растительные остатки и фауна не встречаются. Мощность от 1 до 10 м и более. С нижележащими породами контакт резкий, часто с размывом, с вышележащими — постепенный.

**Фация поймы.** Отложения фации поймы представлены мелкозернистыми, среднезернистыми песками и глинами. Пески кварцево-полевошпатовые с примесью глинистого материала, слюды и с линзами глин. Слоистость — горизонтальная, линзовидная, мелкая, однонаправленная, косая. В отличие от пойменных отложений сазанковской свиты, здесь преобладают пески с горизонтальной слоистостью, обусловленной как сменой механического состава, так и окраской. Растительные остатки встречаются редко. Сохранность их плохая. Вниз по разрезу пойменные отложения переходят в русловый аллювий.

Для отложений белогорской свиты характерно отсутствие озерно-болотных осадков фации стариц. По бортам депрессии встречаются отложения временных потоков. Такой комплекс фаций можно объяснить, по-видимому, тем, что осадконакопление происходило в условиях интенсивного погружения области осадконакопления и оживленном эрозионной деятельности рек в областях сноса.

Приведенная характеристика отложений зейской серии позволяет считать, что они могли формироваться в условиях крупных постоянных речных потоков, а не потоков горного типа, действовавших периодически, как это считает В. И. Финько [1]. Относительная грубость материала, плохая его сортировка говорят о том, что скорость течения потока во время выпадения осадка была значительной. Преобладание однообразного наклона косых серий для отложений сазанковской и белогорской свит указывает на направление течения речных потоков с севера, северо-запада и северо-востока на юг и юго-восток. Изменение типов косой слоистости происходило, по-видимому, из-за смены силы потока от центра русла к его периферическим частям. В пониженных участках пойм образовывались озера-болота, представлявшие собою зарастающие старицы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Финько В. И. — Геолого-петрографическая характеристика и генезис огнеупорных глин Зейско-Буренской депрессии. Изд-во АН СССР, 1960.
2. Чемяков Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В. — Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии. «Советская геология», 2, 1960.

## НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО БЕРЕГА ОЗ. ХАНКА И ИХ ИСКОПАЕМАЯ ФЛОРА

О. К. Калишевич и В. А. Красилова

(Октябрьская экспедиция и Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

На западном берегу оз. Ханка, в 2 км севернее поселка Камень-Рыболов, обнажаются туфогенные отложения, содержащие остатки ископаемых растений. Они залегают на нижнепалеозойских гранитах и несогласно перекрываются рыхлыми плиоценовыми и четвертичными отложениями. Вопрос о возрасте туфогенных отложений долгое время оставался дискуссионным. Первоначально их не отделяли от широко распространенных в данном районе третичных отложений. Ископаемые растения впервые были найдены здесь М. Г. Руб и И. И. Берсеновым в 1951 г. Затем дополнительные сборы были произведены П. Н. Кропоткиным в 1954 г. и И. И. Берсеновым в 1957 г. Собранные этими исследователями ископаемые растения были изучены В. А. Вахрамеевым [2], который определил следующие виды: *Equisetites* sp., *Anemia asiatica* Vachr., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Coniopteris* ex. gr. *hymenophylloides* Brong., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Bureja rigida* Prun., *Podozamites* sp. В. А. Вахрамеев пришел к выводу о раннемеловом возрасте этой флоры.

Некоторые геологи, основываясь на кислом составе туфов, сопоставляли туфогенную толщу западного берега оз. Ханка с ольгинской серией позднемелового возраста, для которой характерны кислые туфы и эффузивы. Высказывалось также предположение, что рассматриваемые отложения являются стратиграфическим аналогом верхнемиоценовых пород, развитых несколько севернее, возле мыса Утёс Белоглинный, а остатки меловых растений содержатся в залегающих среди них экзотических валунах. Поскольку ископаемые растения были собраны в небольшом количестве и лишь в одной точке, это предположение казалось правдоподобным и было принято рядом геологов.

В 1961 г. с помощью расчисток мы изучили разрез туфогенной толщи на протяжении 300 м вдоль берега озера и послойно собрали ископаемые растения. Разрез начинается пачкой разнозернистых полимиктовых песчаников с линзами гравелитов видимой мощностью 5 м. В песчаниках наблюдается тонкая горизонтальная и волнистая слоистость, растительный детрит по плоскостям напластования. В верхней части пачки содержится маломощный прослой угля и обломки обуглившейся древесины. После перерыва в обнажении, равного примерно тридцати метрам по мощности, обнажаются такие же песчаники с прослоями зеленовато-серых и коричневатых алевролитов с обильным растительным детритом, которые согласно перекрываются плотными коричневатосерыми и фиолетовыми туфогенными алевролитами мощностью 2,5 м. По определению В. А. Красилова, здесь содержатся остатки следующих растений: *Anemia asiatica* Vachr., *Coniopteris bu-*

rejensis (Zal.) Sew., *Davallia cretacea* sp. nov., *Cladophlebis oerstedtii* (Heer) Sew., *Cladophlebis virginensis* Font., *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun. Именно к этому слою были приурочены все прежние находки ископаемых растений.

Выше залегают светло-серые туфогенные алевролиты мощностью 2,5 м, содержащие многочисленные остатки *Cladophlebis heterophylla* Font., *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer. Они сменяются вверх по разрезу коричневато-серыми с фиолетовым оттенком туфогенными алевролитами мощностью 2 м, в которых встречены: *Ruffordia dicksoniana* (Heer) comb. nov., *Stachypteris ketovae* sp. nov., *Coniopteris chankaensis* (Heer) sp. nov., *Sphenopteris latiloba* Font., *Cladophlebis oerstedtii* (Heer) Sew., *Equisetites* sp., *Pseudocycas polynovii* (Pryn.) comb. nov., *Baiera furcata* (L. et H.) Braun, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.). В верхней части этих алевролитов имеется прослой, мощностью 0,5 м, переполненный остатками *Chankanella vachrameevii* gen. et sp. nov. и почти не содержащий остатков других растений. Выше залегают светло-серые и коричневато-серые туфогенные алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями туфов кислого состава. Мощность этой пачки 6 м. Как в алевролитах, так и в туфах содержатся многочисленные остатки растений, принадлежащих следующим видам: *Coniopteris chankaensis* sp. nov., *Cladophlebis heterophylla* Font., *C. virginensis* Font., *Nilssonina densinerve* (Font.) Berry, *Pseudocycas aff. eathiensis* (Rich.) Sew., *Cephalotaxopsis magnifolia* Font., *Pityophyllum* sp., *Conites* sp. Далее обнажение прерывается оползнями рыхлых плиоценовых и четвертичных отложений.

Туфогенные отложения падают на северо-восток под углом 20°.

В 1,5 км к западу от описанного берегового обнажения, в русле небольшого ручья, нами было обнаружено новое местонахождение ископаемой флоры. Здесь в светло-серых туфогенных алевролитах и мелкозернистых песчаниках содержатся *Nilssonina densinerve* (Font.) Berry, *N. tenuicaulis* (Phill.) Nath., *Pseudocycas polynovii* (Pryn.) comb. nov.

Таким образом, туфогенные отложения почти по всему разрезу и, очевидно, на всей площади своего распространения содержат остатки ископаемых растений.

Ископаемая флора туфогенной толщи в целом состоит из папоротников — *Anemia asiatica* Vachr., *Ruffordia dicksoniana* (Heer) comb. nov., *Stachypteris ketovae* sp. nov., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. chankaensis* sp. nov., *Davallia cretacea* sp. nov., *Sphenopteris latiloba* Font., *Cladophlebis heterophylla* Font., *C. virginensis* Font., *C. oerstedtii* (Heer) Sew.; хвощовых — *Equisetites* sp.; беннеттитов — *Pseudocycas polynovii* (Pryn.) comb. nov.; цикадовых — *Nilssonina densinerve* (Font.) Berry, *N. tenuicaulis* (Phill.) Nath., *Pseudocycas aff. eathiensis* (Rich.) Sew.; гинкговых — *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *Baiera furcata* (L. et H.) Braun; хвойных — *Cephalotaxopsis magnifolia* Font., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Pityophyllum* sp., *Conites* sp.; голосемянных неизвестного систематического положения — *Chankanella Vachrameevii* gen. et sp. nov. Кроме того, В. А. Вахрамеевым описан своеобразный беннеттит *Bureja rigida* Pryn., нами не встреченный.

Вещественный и гранулометрический состав, характер слоистости и хорошая сохранность растительных остатков свидетельствуют о накоплении туфогенных отложений в озерном водоеме, возникшем в небольшой впадине среди древних гранитов. В нижних слоях туфогенной толщи преобладают папоротники, среди которых особенно многочисленны остатки *Anemia asiatica*. В верхних слоях возрастает роль цикадофитов. Здесь доминирует *Nilssonina densinerve*, многочисленны отпечатки листьев *Pseudocycas aff. eathiensis*. Гинкговые довольно часто встречаются и

в тех, и в других слоях. Хвойные играют подчиненную роль. Ископаемые растения обладают хорошей сохранностью и отражают состав преимущественно тех растительных сообществ, которые обитали в непосредственной близости от водоема. Различия, наблюдающиеся в составе флористических комплексов отдельных сравнительно маломощных слоев, отражают изменения в составе и пространственном распространении растительных сообществ. Эти изменения, в свою очередь, могли быть вызваны колебаниями уровня воды в древнем водоеме и изменениями эдафических условий.

Большая часть видов, встреченных в туфогенной толще западного берега оз. Ханка, известна из раннемеловой флоры Сучанского и Суйфунского каменноугольных бассейнов. В то же время присутствие *Coniopteris burejensis*, *Anemia asiatica*, *Bureja rigida* сближает ханкайскую флору с раннемеловой флорой Бурейнского бассейна, для которой эти виды характерны. Близкими являются также раннемеловые флоры атлантического побережья США и Западной Канады. Таким образом, раннемеловой возраст рассматриваемой флоры не вызывает сомнений. В южном Приморье выделяется ряд палеофлористических комплексов, соответствующих последовательным этапам раннемеловой истории района [3]. Наиболее древним является палеофлористический комплекс прибрежно-морских отложений валанжинского яруса, затем следуют комплексы угленосных толщ, относимых к неоком-апту, и, наконец, ископаемая флора надугленосных туфогенных песчаников и черных алевролитов, имеющих альбский возраст. Раннемеловая флора западного берега оз. Ханка наиболее близка альбской флоре надугленосных отложений, для которой особенно характерны такие виды, как *Ruffordia dicksoniana*, *Sphenopteris latiloba*, *Nilssonina densinerve*, *Ginkgo pluripartita*, *Cephalotaxopsis magnifolia*. В этой флоре имеются также папоротники из рода *Anemia*.

Альбская флора южного Приморья, так же как и флоры предыдущих веков раннемеловой эпохи, относится к индоевропейской ботанико-географической области [1]. Однако ее особенность заключается в том, что здесь появляются такие характерные для сибирской ботанико-географической области растения, как *Turgmia* и *Angariella*. Роль гинкговых заметно возрастает, появляется *Sphenobaiera*, характерная также для сибирских флор. Вместе с тем исчезают обильно представленные во флорах неокома и апта папоротники *Phlebopteris* и *Gleichenia*. Те же особенности мы наблюдаем и в ханкайской флоре, где имеется характерный для сибирской ботанико-географической области род *Bureja* и довольно многочисленны остатки *Ginkgo* и *Baiera*. Очевидно, в альбском веке на территории южного Приморья существовали несколько более суровые климатические условия, чем в неокоме и апте.

Необходимо отметить, что для альбских отложений Сучанского и Суйфунского бассейнов характерно наличие пеплового материала и туфов основного и среднего состава, тогда как в одновозрастных отложениях района оз. Ханка мы встречаем кислые туфы. Эффузивы и туфы кислого состава примерно того же возраста широко распространены в Северо-Восточном Китае. Не исключено, что и в пределах Сихотэ-Алиня имеются кислые эффузивы альбского возраста. На это обстоятельство следует обратить особое внимание при геологических исследованиях, так как эти кислые эффузивы могут быть ошибочно приняты за сходные по составу сенонские эффузивы ольгинской серии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В. А. — Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское меловое время. В кн.: «Вопросы палеогеографии и биогеографии». Госгеолтехиздат, М., 1957.

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ  
СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ  
ЛАОЕЛИН-ГРОДЕКОВСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ  
И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛОРЫ

В. Г. Зимина

(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР)

Пермские спорово-пыльцевые комплексы герцинской Лаоелин-Гродековской складчатой зоны изучены впервые. Нами выявлены эталонные комплексы из отложений западного Приморья (районы Пограничный и Хасанский) и сопредельной территории Северо-Восточного Китая. В разрезе пермских отложений западного Приморья (снизу вверх) выделяются две свиты [4], характеризующиеся ниже.

Решетниковская свита — конгломератовидные и полимиктовые песчаники и алевролиты с остатками богатой флоры папоротников, птеридоспермов, кордаитовых и семенами голосемянных. Мощность 800—1000 м. На основании флоры эти отложения, по мнению Г. П. Радченко (1960), сопоставляются с верхней частью кузнецкой и ильинской свит Кузбасса и датируются как нижняя часть поздней перми.

Тахеяжская свита — часто переслаивающиеся и фациально замещающиеся эффузивы, туфы, алевролиты, кремнистые сланцы и линзы известняков с остатками богатой фауны: брахиопод, кораллов, мшанок и т. д. Мощность 850 метров<sup>1</sup>.

Возраст этих отложений датируется камским веком поздней перми (по мнению Б. К. Лихарева, 1959).

Юго-западнее, в центральной части зоны, стратиграфическим аналогом решетниковской свиты является верхняя часть хуньчуньской свиты, тахеяжской — дасингоуская толща. Отложения всех этих свит и были подвергнуты палинологическому исследованию.

Породы пермского возраста зачастую значительно метаморфизованы, поэтому извлечение спор и пыльцы из них связано с большими трудностями. После проведения экспериментальных работ установлено, что наиболее положительные результаты получаются при обработке фтористоводородной кислотой, с последующим окислением в смеси Шульце, при периодическом нагревании и на холоду в течение 7—20 и более дней. Всего проанализировано 160 образцов, из них 40% оказались со спорами и пыльцой. Содержание спор и пыльцы в пробах, как правило, бедное, сохранность чаще плохая. Все это очень затрудняет проведение палинологических исследований.

Спорово-пыльцевой комплекс решетниковской свиты (см. табл.) характеризуется значительным преобладанием спор папоротниковидных и моховидных (82%). Среди них наиболее распространены споры с сетчатой (43%) и бугорчатой экзинами (27%). Первые представлены в основном микроспорами, сходными с *Dictyotriletes reticulatus* (Ibr.), *D. comulatus* Isch., *D. kovalenkova* Medv., но более мелких размеров. Бу-

<sup>1</sup> Выше тахеяжской свиты Н. М. Органовой и др. [4] выделялась рубиновская; нами она не принимается, так как объем и возраст ее не обоснован.

горчатые споры имеют мелкобугорчатую экзину и представлены видами *Lophotriletes polyurenus* (Lub.) Naum., *L. (?) gibberuliformis* (K. — M.), *L. sp.*

Редкая пыльца голосемянных принадлежит гинкговым и хвойным; кроме того, встречены единичные зерна беннеттитовых(?).

Нужно отметить неоднородность комплексов решетниковской свиты в пределах изученной области.

Спорово-пыльцевой комплекс хуньчуньской свиты значительно отличается от решетниковского. Здесь, наряду с преобладанием спор папоротниковидных и моховидных (56%), большая роль принадлежит пыльце голосемянных (34%) и пыльце неопределенной систематической принадлежности (10%). Среди спор господствуют споры с бугорчато-сетчатой экзиной *Dictyotriletes aff. comulatus* Isch., *D. sp<sub>2</sub>*, *D. sp<sub>3</sub>* и др., реже встречаются формы с бугорчатой и гладкой экзиной.

В отличие от решетниковского комплекса, здесь в большем количестве присутствует пыльца гинкговых. Кроме того, встречена пыльца, сходная с пыльцой современных хвойных, но обладающая ребристой скульптурой экзины *Striatopinites bisyllabus* (Andr.), *St. sp.*, *Striatopodocarpites sp.*, и пыльца рода *Vittatina sp.* (3 экз.), известная из пермских отложений Актюбинского Приуралья и некоторых районов европейской части СССР [1].

В спорово-пыльцевом комплексе тахейжской свиты преобладают крупные споры папоротниковидных (77%), представленные в основном подгруппой спор с бугорчатой экзиной (44%), среди которых отмечены *Lophotriletes polyurenus* Lub., *L. aff. gibbosus* (Isch.), *L. rotundus* (K. — M.), *L. resistens* (Lub.), *tuberculatus* (Waltz) Naum. По сравнению с решетниковским комплексом наблюдается увеличение видового разнообразия спор с сетчатой экзиной, хотя количество их сокращается. Среди пыльцы встречены единичные зерна *Bennettitales*, *Cordatina (?) grandireticulata* Schat., *Florinites sp.*

Одновозрастный комплекс, выделенный из дасингоуской толщи, имеет несколько иной состав. От тахейжского он отличается присутствием значительного количества спор с тонкошиповатой экзиной. Эта подгруппа представлена семью видами, из них пять встречены в ерунаковской свите Кузбасса. Подгруппа спор с сетчатой экзиной многочисленна, но видовой состав ее беден. Здесь преобладают споры, сходные с *Dictyotriletes reticulatus* (Ibr.).

Очень своеобразна в этом комплексе пыльца древних хвойных *Pinites auritus* (Lub.), *Aliferina falciformis* Mal., *Circella bissacata* K. — M. Пыльца последнего вида описана Э. Н. Кара-Мурза из пермских отложений Таймырской депрессии.

Выявленные спорово-пыльцевые комплексы в некоторой степени дополняют наши представления о растительности в данной области в течение позднепермской эпохи. Так, по данным изучения крупных растительных остатков, в начале позднепермской эпохи в составе флоры западного Приморья (решетниковская свита) господствующее положение занимали семенные папоротники и кордаиты. Они, вероятно, составляли основу древесной растительности. Папоротники членистостебельные и особенно гинкговые находились в подчиненном положении. Палинологические данные свидетельствуют о более широком распространении папоротников, а возможно, и моховидных. Среди папоротников наибольшую роль играли *Osmundaceae* и *Marattiaceae*. Эти данные подтверждают также существование *Coniferae*, отдельные виды которых были близки к современному семейству *Pinaceae*.

Юго-западнее растительность в это время была более разнообразная. Об этом свидетельствует хуньчуньский спорово-пыльцевой комплекс. Здесь, наряду с присутствием выше описанных растений, более

широкое распространение имеют гинкговые и возможно беннеттитовые



горчатые споры имеют мелкобугорчатую экзину и представлены видами

широкое распространение имели гинкговые и, возможно, беннеттитовые. Кроме того, обитали растения, продуцирующие пыльцу с ребристой экзиной типа пыльцы хвойных и пыльцу рода *Vittatina* sp., принадлежащую, вероятно, птеридоспермам. Наличие пыльцы с ребристой экзиной свидетельствует о существовании ксерофитных растений [2].

Неодинаковый состав растительности, существовавшей одновременно в разных местах, говорит о различных климатических условиях. Этому, вероятно, способствовало наличие Лаоелинского антиклинория, существовавшего как поднятие до конца поздней перми [3]. К юго-западу от него климат был несколько теплее и суше.

О растительности, обитавшей на суше во время накопления более молодых морских осадков тахейжской свиты, не было почти никаких сведений. Полученные нами палинологические данные свидетельствуют о том, что флора западного Приморья к этому времени не претерпела больших изменений. По-прежнему значительную роль играли папоротники (возможно, и моховидные).

Голосемянные были представлены семенными папоротниками; в небольшом количестве присутствовали кордаитовые, беннеттитовые и хвойные.

Юго-западнее (дасингоуская толща) в это время существовала более разнообразная растительность. В составе ее большую роль играли папоротниковидные и голосемянные, меньшая роль принадлежала членистостебельным. Основу древесного покрова, вероятно, составляли голосемянные, представленные семенными папоротниками, кордаитовыми, гинкговыми и хвойными. Среди хвойных отмечаются древние виды и сходные с современными *Pinaceae* и *Podocarpaceae*. Здесь уже отсутствуют черты европейской флоры, наблюдаемые в хуньчуньской флоре. Наибольшее сходство она имеет с пермской флорой Кузнецкого бассейна.

Таким образом, на основании данных спорово-пыльцевого анализа, дополнились представления о составе пермской флоры западного Приморья и сопредельной территории. Палинологические данные указывают на более широкое развитие в пермском периоде папоротников (возможно, и моховидных), на присутствие беннеттитовых (?) и хвойных. Последние были представлены как древними видами, так и сходными с современными представителями *Pinaceae* и *Podocarpaceae*. Наибольшее сходство изученные комплексы имеют с пермскими комплексами Кузбасса и Тунгусского бассейна и частичное с комплексами Донбасса и Актюбинского Приуралья.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. М., Любер А. А. и Седова М. А. — Спорово-пыльцевые комплексы средне- и верхнепалеозойских отложений СССР. Дочетвертичная микропалеонтология. Международный геологический конгресс, XXI сессия, 1960.
2. Зауер В. В. — О позднепермской флоре района Соликамска (по данным спорово-пыльцевого анализа). Палеонтологический журнал, 4, 1960.
3. Криволицкий В. Н., Органова Н. М., Петраченко Е. Д. — Развитие Лаоелин-Гродековского геосинклинального прогиба. Материалы к первой всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1, Владивосток, 1960.
4. Органова Н. М., Криволицкий В. Н., Петраченко Е. Д., Зимина В. Г. — Стратиграфия палеозойских отложений юго-западного Приморья. Тезисы докл. на сессии совета Дальневосточного филиала Сибирского отделения АН СССР по итогам научн. исслед., 1960, 1961.

## О ТЕМПЕРАТУРАХ ОБРАЗОВАНИЯ СФАЛЕРИТА И ГАЛЕНИТА СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО (ТЕТЮХЕ)

*П. С. Гарбузов, Л. Н. Хетчиков*

*(Дальневосточный геологический институт ДВФ СО АН СССР,  
комбинат «Сихали»)*

Тетюхинские скарново-полиметаллические месторождения изучались многими исследователями [2, 6, 7], но экспериментальных данных по физико-химическим условиям формирования оловорудных Тетюхинских скарнов и руд до настоящего времени почти не имеется. В частности, отсутствуют материалы по температуре образования минералов, и только Н. П. Ермаковым [3] были изучены условия гомогенизации газозо-жидких включений в некоторых разновидностях кварца, кальцита и аксинита, взятых в пустотах различных месторождений Тетюхе. Нами методом растрескивания минералов определены температуры образования сфалерита и галенита наиболее крупного месторождения Тетюхинского рудного поля — месторождения Верхнего.

Как известно, метод растрескивания минералов в настоящее время широко применяется в минералогической термометрии и основывается на разрыве стенок газозо-жидких включений, вызванном резким увеличением давления в жидкой фазе после заполнения ею всего объема включения при нагревании. Температура начала массового растрескивания минерала и принимается за минимальную температуру его образования. Исследованиями Н. П. Ермакова [4, 5], С. Кеннеди [8], Х. Скотта [9] и др. показано, что на начало растрескивания влияют не только температура, но и давление, существовавшее в период образования включения, а также состав и концентрация растворов. Кроме того, необходимо учитывать сопротивление стенок включений разрыву, которое зависит от физических свойств минералов. Несмотря на такие возможные отклонения, метод растрескивания минералов все же позволяет судить об относительных температурах кристаллизации минералов в различных рудных телах, на разных глубинах в одном и том же рудном теле и т. д. В нашем же случае, исходя из имеющихся данных по условиям образования Тетюхинских месторождений, можно предполагать, что полученные температуры растрескивания сфалерита и галенита сравнительно близки к истинным температурам их образования.

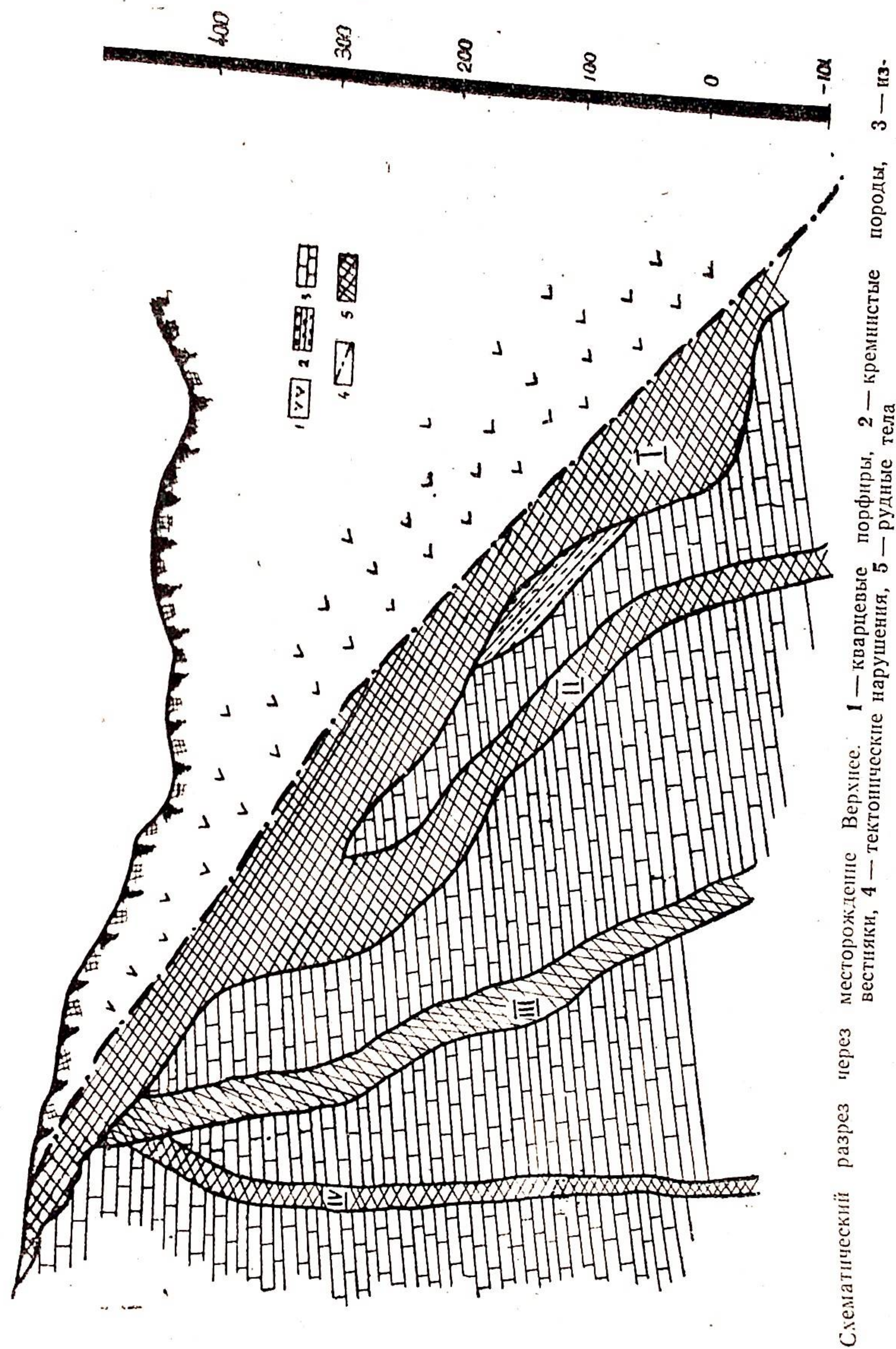
Исследования проводились на образцах, тщательно отобранных под бинокуляром и измельченных до 0,5 мм. Нагревание происходило в трубчатой электропечи, внутри которой помещалась кварцевая трубка диаметром до 30 мм, запаянная с одной стороны. На открытом конце трубки укреплялся микрофон. Исследуемый минерал засыпался на дно трубки, а в непосредственной близости от него находилась термопара. Она соединялась с гальванометром, отградуированным по шкале Цельсия. Нагревание от 20—30 до 500° производилось в течение 30—35 минут. Величина навески составляла 2,5—3 г, что обеспечивало равномерный прогрев образца. Всего таким образом было проанализировано

около 120 проб сфалерита и галенита. Результаты опытов, к изложению которых мы переходим ниже, оказались крайне интересными для решения отдельных вопросов генезиса месторождения, остававшихся все еще не выясненными, несмотря на большой объем проведенных исследований.

Месторождение Верхнее состоит из нескольких трубчатых рудных тел, прослеженных горными выработками на большую глубину (см. рисунок). Главное рудное тело (I) представляет собой пологую, иногда уплощенную трубу, протягивающуюся вдоль тектонического контакта верхнемеловых кварцевых порфиров и верхнетриасовых известняков. По падению от Главного рудного тела отделяется новое трубообразное рудное тело — Рудная Нога (II), залегающее целиком в известняках. На северо-западном фланге месторождения, также в известняках, находятся Запорфировое рудное тело (III) и рудное тело 3-я Апофиза (IV). Все они сходны между собой по текстурно-структурным особенностям и по вещественному составу руд. Несмотря на то, что в составе руд известно более 40 гипогенных минералов, главную часть рудных тел (около 90%) составляют всего пять из них — крупнолучистый геденбергит, сфалерит, галенит, кварц и кальцит [6]. По изменению содержания галенита и сфалерита с глубиной рудные тела месторождения сильно отличаются между собой. Так, в Главном рудном теле на самых верхних горизонтах преобладали исключительно богатые, преимущественно галенитовые руды, а по мере продвижения на глубину содержание рудных компонентов становилось более низким, причем возрастала относительная роль сфалерита за счет снижения роли галенита. В то же время в Рудной Ноге изменения с глубиной содержания галенита и сфалерита менее существенные, и даже на нижних горизонтах здесь наблюдаются сравнительно богатые руды. Это позволило некоторым исследователям предположить, что рудоносные растворы поступали сначала в трещины Рудной Ноги, отлагали здесь большую часть полезного груза, а затем уже распространялись вдоль Главного разлома по контакту известняков и кварцевых порфиров. Как увидим далее, это предположение не подтверждается нашими материалами.

В табл. 1 и 2 приведены результаты определения температур растрескивания галенита и сфалерита, взятых на различных горизонтах Главного рудного тела и Рудной Ноги. Как видно из материалов, приведенных в таблицах, температура образования галенита и сфалерита была сравнительно высокой и в некоторых образцах достигала 310°. При этом во всех случаях средняя температура образования галенита была ниже, чем сфалерита. Максимальная и минимальная температура растрескивания галенита на различных глубинах также в большинстве случаев ниже, чем у сфалерита. В отдельных образцах температуры растрескивания галенита и сфалерита были равными, и в редких случаях растрескивание галенита происходило при более высоких температурах по сравнению со сфалеритом того же образца. Это соответствует возрастным соотношениям сфалерита и галенита, наблюдаемым в штуфах и шлифах. Действительно, почти всегда выявляются признаки более раннего образования сфалерита по сравнению с галенитом, и только в редких случаях галенит идиоморфен по отношению к сфалериту [7].

Важной особенностью обоих рудных тел является постепенное повышение температуры растрескивания минералов с глубиной. При этом на Главном рудном теле средняя температура растрескивания на глубину 460 м увеличивается для галенита на 78°, для сфалерита — на 67°, а в Рудной Ноге в интервале 300 м — соответственно на 53° и на 34°. Характерно, что температуры растрескивания галенита и сфалерита на одной и той же глубине в Рудной Ноге значительно ниже, чем в Главном рудном теле. Например, в Рудной Ноге в интервале плюс 100—ми-



Схематический разрез через месторождение Верхнее. 1 — кварцевые порфиры, 2 — известняки, 3 — кремнистые породы, 4 — рудные тела, 5 — тектонические нарушения.

Таблица 1

Температуры растрескивания галенита (числитель) и сфалерита (знаменатель) в Главном рудном теле месторождения Верхнего

Абсолютная отметка в метрах	Количество определений	Средняя температура растрескивания в градусах	Максимальная температура растрескивания в градусах	Минимальная температура растрескивания в градусах
0 — +100	6	254	260	245
	9	277	310	255
+100 — +200	11	230	245	210
	11	260	270	240
+200 — +325	10	205	220	190
	12	244	260	220
+325 — +460	9	176	210	150
	11	210	240	195

Таблица 2

Температуры растрескивания галенита (числитель) и сфалерита (знаменатель) в Рудной Ноге месторождения Верхнего

Абсолютная отметка в метрах	Количество определений	Средняя температура растрескивания в градусах	Максимальная температура растрескивания в градусах	Минимальная температура растрескивания в градусах
— 100 — 0	5	246	260	240
	5	263	280	230
0 — +100	6	227	240	205
	6	241	270	210
+100 — +200	5	193	200	190
	5	229	240	220

на 200 м температуры растрескивания минералов близки к температурам растрескивания образцов, взятых в Главном рудном теле выше на 200—250 м. Характерно также, что в Рудной Ноге, по сравнению с Главным рудным телом, отмечается обычно значительно меньшая разница между средними температурами растрескивания галенита и сфалерита на отдельных горизонтах. В Рудной Ноге разрыв между температурой растрескивания обоих минералов колеблется от 14 до 26°, а в Главном рудном теле — от 23 до 39°. И в том и в другом случае наблюдается тенденция к уменьшению этого разрыва с глубиной.

Приведенные выше данные показывают, что отмеченная многими исследователями вертикальная зональность в распределении галенита и сфалерита, особенно характерная для Главного рудного тела месторождения Верхнего, является следствием изменения температуры растворов по мере их продвижения к верхним горизонтам. При этом в Главном рудном теле наиболее богатые галенитовые руды отлагались в интервале 150—200°, а сфалеритовые — в пределах 190—240°. Заметим, что изменением температуры с глубиной, возможно, объясняется вертикальная зональность, названная Ю. А. Билибиным [1] зональностью отложения.

Более низкие температуры растрескивания минералов в Рудной Ноге, очевидно, могут служить доказательством и более позднего образования этого рудного тела по сравнению с Главным. Температура растворов к моменту отложения здесь руд понизилась в среднем на 30—35°. Общее понижение температуры растворов привело к менее заметному

проявлению в Рудной Ноге вертикальной зональности и к отложению сравнительно богатых руд на тех глубинах, на которых в Главном рудном теле были образованы только бедные, преимущественно цинковые руды.

По-видимому, и другие рудные тела месторождения — Запорфировое и 3-я Апофиза — также образовались позднее Главного рудного тела, из более низкотемпературных растворов. Так, средняя из 5 определений температура растрескивания сфалерита в 3-ей Апофизе на горизонте +260 м составляет 213°, при минимальной 190°, а максимальной 240°, в то время как эта же температура в Главном рудном теле даже на горизонте +300 м равна 235° при минимальной 220° и максимальной 260°. Более низкая, чем на этом же горизонте в Главном рудном теле, и температура растрескивания галенита. По данным Н. Н. Мозговой [6], в рудных телах Запорфировом и 3-ей Апофизе понижение содержания свинца и цинка с глубиной, менее резкое, чем в Главном рудном теле. Характерно также, что в Запорфировом рудном теле геденбергит появляется только на средних горизонтах, в то время как вблизи поверхности преобладают сульфидно-карбонатные руды. Это является косвенным доказательством более низкотемпературных условий формирования Запорфирового рудного тела по сравнению с Главной залежью и, кроме того, еще раз подтверждает возможность применения метода растрескивания минералов для определения хотя бы относительных температур минералообразования.

Разновременность формирования рудных тел месторождения свидетельствует об определенной последовательности в образовании рудо-вещающих трещин. Главное рудное тело приурочено к весьма протяженному Главному разлому северо-восточного простирания, заложеному еще задолго до рудообразования. Рудная Нога, Запорфировое рудное тело и 3-я Апофиза контролируются трещинами северо-западного направления, которые, по данным геологической съемки, предположительно являются более поздними по сравнению с северо-восточными. Результаты же термометрического анализа галенита и сфалерита не только подтверждают эти наблюдения, но и позволяют считать, что северо-западные трещины образовались уже в процессе минерализации, а в ранний период растворы поступали только по северо-восточному Главному разлому.

Таким образом, изучение сфалерита и галенита месторождения Верхнего методом растрескивания позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Температура кристаллизации сфалерита и галенита колеблется от 150 до 310°, причем галенит в большинстве случаев образуется при более низких температурах, чем сфалерит.

2. Температура образования сфалерита и галенита в отдельных рудных телах различна: наиболее высокотемпературные руды находятся на нижних горизонтах Главного рудного тела, а более низкотемпературные — в Рудной Ноге и в 3-ей Апофизе.

3. Различия в температурном режиме показывают, что формирование рудных тел начиналось не одновременно, и в рудных телах, образованных в относительно более низкотемпературных условиях, богатые сфалерит-галенитовые руды встречаются на значительных глубинах, в то время как в рудных телах, связанных с более высокотемпературными растворами, на этих глубинах наблюдаются руды, бедные полезными компонентами.

4. Приоткрывание трещин северо-западного направления, к которым приурочены более поздние рудные тела, происходило уже после начала формирования более ранних рудных тел северо-восточного направления.

5. Падение содержания сфалерита и особенно галенита с глубиной, столь отчетливо проявленное в Главном рудном теле, объясняется в основном повышением температуры растворов в направлении глубоких горизонтов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. — К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Записки Всесоюз. мин. общ-ва, № 2, 1951.
2. Гарбузов П. С. — Основные черты геологии и рудоносности Тетюхинского рудного поля. Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, Владивосток, 1960.
3. Ермаков Н. П. — Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
4. Ермаков Н. П. — Метод растрескивания в минералогической термометрии. Мин. сб. Львовского геол. общ-ва, 4, 1950.
5. Ермаков Н. П., Калужный В. А. — О возможности выявления истинных температур минералообразующих растворов. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 2, 1957.
6. Радкевич Е. А., Мозгова Н. Н. и др. — Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М., 1960.
7. Хетчиков Л. Н. — Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник. Материалы по геологии, полезным ископаемым и минерал. южной части Д. В. Труды, сер. геол. т. IV, 1960.
8. Kennedy C. — Pressure volume temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. Am. J. Sc., 45, 1950.
9. Scott H. S. — The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions. Econ. Geol., vol. 43, No. 8, 1948.

#### СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Маракушев, Е. А. Лаговская. О влиянии химического потенциала бора в гидротермальных растворах на состав людовигита в парагенезисах с магнетитом	3
Н. В. Булавко. О генезисе интрузивных комплексов тетюхинского рудного поля	9
В. С. Демченко. Петрологические и минералого-геохимические особенности карбонатно-силикофосфатного типа редкоземельных метасоматитов	15
В. П. Шашкина. Околорудные изменения вмещающих пород на одном оловянно-сульфидном месторождении Приморья	21
С. А. Коренбаум, А. М. Ленников. Оталькование оливинов и пироксенов в анортозитах и габброндах Джугджура	27
А. А. Толок, А. М. Материкова. Минералы группы эпидота в Погинском массиве нефелиновых сиенитов	35
А. А. Толок, Ф. В. Баженова, К. П. Толок. Пироклор из Погинского щелочного интрузива в Приморье	41
Т. В. Забарина. Об аксините Лифудзинского месторождения	45
Г. Н. Легонькова, Т. Ф. Калмыкова. Дисперсия показателей преломления гранатов различного генезиса	47
Л. Д. Куршакова. Апофиллит из боросиликатных скарнов	51
Д. Ф. Королев, Л. А. Буцык. К минералогическому изучению кайнозойских отложений Приморья	55
Е. А. Ткаченко, Д. Ф. Королев. Глинистые минералы из третичных отложений Глуховской депрессии Приморья	59
Ю. Н. Размахнин. О дифференциальных движениях при формировании палеозойских отложений среднего Сихотэ-Алиня	61
Л. И. Кулиш. О поверхностных текстурных знаках в железорудной толще уссурийского докембрия	67
П. В. Ивашов. Среднеюрские континентальные отложения Глазовской синеклизы русской платформы	69
Л. В. Бурилина. Фациальный состав и условия образования рыхлых отложений Зейской серии Амура-Зейской депрессии	73
О. К. Калишевич и В. А. Красилов. Нижнемеловые отложения западного берега оз. Ханка и их ископаемая флора	77
В. Г. Зимица. Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы Лаоелин-Гродековской складчатой зоны и их значение для изучения флоры	81
П. С. Гарбузов, Л. Н. Хетчиков. О температурах образования сфалерита и галенита скарново-полиметаллического месторождения Верхнего (Тетюхе)	85

**СООБЩЕНИЯ ДВФАН, ВЫП. 24**

Техн. редактор Н. Шайкова  
Корректор Р. Пленкова

\* \* \*

ВД 00033. Сдано в набор 26.VI-64 г.  
Подписано к печати 25.IV-65 г.  
Формат  $70 \times 108/16 = 5,125$  физ. печ. л.,  
7,02 усл. печ. л. (6,87 уч.-изд. л.)  
Тираж 1000. Цена 48 коп.

\* \* \*

Дальневосточное книжное издательство,  
Владивосток, Ленинская, 43  
Типография № 1 Приморского краевого управления  
по печати. Владивосток, Океанский проспект, 69. Зак. 2914