

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ  
ГОРНЫХ ПОРОД И РУД  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

ИРКУТСК  
1972

Институт геохимии  
Сибирского отделения  
АН СССР

Восточно-Сибирское  
отделение Всесоюзного  
Минералогического  
Общества

549:553

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

1015

Библиотеке ИГН  
АН АрмССР от  
редактора сборника  
с надеждой на  
обмен литературой  
Шмонян  
Ереван  
18. X. 74

Иркутск  
1972



УДК 550.4:549:553.3/9(571.5)

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
Б.М.Шмакин

Редакционная коллегия:

А.А.Бобр-Сергеев, В.А.Вахрушев, Е.И.Громова, В.В.Залуцкий,  
В.И.Коваленко, А.А.Конеv, В.М.Макагон, Г.Н.Тарновский,  
Г.Д.Феокистов

Редактор  
Л.П.Подгорбунская

## Предисловие

В 1959–1962 годах вышли в свет четыре выпуска "Записок Восточно-Сибирского отделения Всесоюзного минералогического общества". В них было опубликовано 85 статей сотрудников научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений, геологических организаций Иркутска и других городов. "Записки" издавались Восточно-Сибирским геологическим институтом (впоследствии – Институтом земной коры) Сибирского отделения Академии наук СССР. В подготовку этих выпусков был вложен большой труд членов редакционной коллегии И.В.Белова, С.А.Вахромеева, С.И.Другова, А.Ф.Коржинского, А.Ф.Ли, Н.И.Рафиненко, Г.Н.Тарновского, Г.Д.Феоктистова.

После десятилетнего перерыва Восточно-Сибирское отделение ВМО и Институт геохимии СО АН СССР возобновляют выпуск ежегодных межведомственных сборников статей. Будут издаваться тематические сборники, посвященные вопросам минералогии и геохимии Восточной Сибири. Проблемы петрографии и учения о полезных ископаемых будут освещаться лишь в тех случаях, когда они рассматриваются на минералогической и геохимической основе. Кроме территории Восточной Сибири, будут затронуты близкие к ней по геологическому строению районы юга Центральной Сибири, Монгольской Народной Республики и Дальнего Востока.

Настоящий сборник посвящен разнообразным вопросам минералогии Восточной Сибири. В него включены 22 статьи сотрудников Института геохимии, Института земной коры, ИРГИРЕДМЕТ<sup>а</sup>, Иркутского политехнического института, Иркутского государственного университета, Иркутского педагогического института и организаций Министерства геологии СССР. Статьи разбиты с какой-

то долей условности, на пять разделов.

В разделе "Новые находки минералов" дается характеристика впервые обнаруженных в Восточной Сибири и МНР альпидита, джерфшерита, нигерита и минералов группы гумита. Раздел "Химический состав минералов" посвящен в основном, составу минералов группы слюд. Кроме того, здесь помещена статья ветерана геологической службы Сибири П.С.Сасима о распространении и составе фергюсонита. Все статьи раздела сопровождаются впервые публикуемыми полными химическими анализами изученных минералов. В следующем разделе приводятся результаты многочисленных определений содержаний редких элементов в касситерите, слюдах и других минералах, а на их основе дается геохимическая характеристика оловорудных месторождений, пегматитов, коры выветривания.

Весьма интересным представляется раздел "Методы минералогических исследований". Все четыре статьи этого раздела используют для решения минералогических задач новые методы: обработку данных с помощью электронно-вычислительной техники, метод микросондирования минералов, метод термолюминесценции в применении к полевым шпатам, поляризационно-оптический метод для оценки внутренних напряжений в кристаллах алмаза. Наибольшее количество статей попало в раздел "Генетическая минералогия". Мы видим здесь полную характеристику полевых шпатов в гранитоидах с целью определения генезиса порфиробластов, описание необычного парагенезиса карбоната и фосфата редких земель в карбонатитах. Любопытны данные В.А.Вахрушева и Г.С.Плаховой, позволяющие дать новую оценку происхождения так называемых магнезиальных скарнов. Приведены новые данные о генезисе полиметаллических месторождений, о происхождении мраморовых пустот в пегматитах, об акцессорных хромшпинелидах в дунитах.

Краткое ознакомление с содержанием сборника показывает, что большинство статей посвящено минералогии наиболее важных природных комплексов Восточной Сибири: пегматитов, карбонатитов, скарнов, гидротермальных руд. Нет сомнения в том, что публикация этих материалов будет способствовать дальнейшему освоению богатств нашего края.

Для обозначения малых содержаний элементов в минералах и

горных породах впервые в отечественной литературе нами введена единица "ЧМ" (частей на миллион). Эта единица является полным аналогом обозначения ppm ( parts per million ) в современной научной и производственной литературе на английском языке. Нам кажется, что единица ЧМ значительно удобнее для написания и печати, чем равные ей, но более громоздкие в написании единицы г/т и  $\delta/\text{г}$ .

Даже непродолжительный опыт обращения с новым знаком в процессе редактирования сборника показал возможность быстрого приобретения навыка в его написании и чтении. Следует подчеркнуть, что введенный нами знак не имеет близких по написанию и звучанию индексов в отечественной литературе. Будем надеяться, что этому примеру последуют и другие научные коллективы и редакционно-издательские организации.

Отв. редактор Б.М.Шмакин

Н.В.Владыкин, В.И.Коваленко, И.Л.Ланидзе,  
А.Н.Сапожников, В.А.Писарская

ПЕРВАЯ НАХОДКА ЭЛЬПИДИТА В МОНГОЛИИ

Эльпидит ( $\text{Na}_2\text{Zr}(\text{Si}_6\text{O}_{15}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) относится к числу редких водных цирконосиликатов щелочей. Впервые он был описан в пегматитах щелочных сиенитов массива Нарсарсук в ю.-з. Гренландии /8/. Затем эльпидит был обнаружен в пегматитах нефелиновых сиенитов Ловозерского массива /7/, в кварц-рибекит-микроклиновых жилах, секущих щелочные граниты массива Илимаусак в Гренландии /5/, и в пегматитах щелочных гранитов Тарбагатай в Казахстане /6/. Нами эльпидит встречен в щелочных (арфведсонитовых и арфведсонит-эгириновых) гранитах, жильных экеритах и пегматитах Хан-Богдинского массива в МНР /2/.

Хан-Богдинский массив (площадь более 1000 км<sup>2</sup>) расположен в Южно-Гобийском аймаке МНР. Он входит в состав Южно-Гобийского пояса щелочных пород /3/. Массив сложен биотитовыми, гастингсит-биотитовыми и агпайтовыми щелочными гранитами, формирование которых происходило в той последовательности, в которой они перечислены.

Петрология и геохимия пород массива рассмотрены ранее /2/, здесь отметим только, что эльпидитсодержащие щелочные граниты, являющиеся его главной разновидностью, занимают более 80% площади массива.

Щелочные граниты главной фазы секутся жильными телами экеритов, грорудитов и щелочногранитных пегматитов. Эти поздние образования, также содержащие в своем составе эльпидит, пространственно тяготеют к контактам щелочных гранитов с вмещающи-

ми эффузивами (западная часть массива), а также к провесам кровли последних. Иногда экериты и пегматиты образуют сложные совместные полосчатые и даже слоистые тела, при этом общая жильная форма тонких тел сохраняется. Рмещающие эффузивы на контакте как с гранитами главной фазы, так и с поздними жильными телами, только ороговикуваются.

Эльпидит является распространенным минералом щелочных пород Хан-Богдинского массива, а в некоторых экеритах и пегматитах выступает в роли породообразующего минерала (до 20%). В щелочных гранитах главной интрузивной фазы эльпидит наблюдается в виде мелких (до 3 мм) красноватых зерен неправильной формы. Здесь он пространственно тяготеет к выделениям темноцветных минералов, выполняет пустоты в породе и является, по-видимому, одним из поздних минералов гранитов. В гранитах главной интрузивной фазы эльпидит встречается в ассоциации с кварцем, микроклином, арфведсонитом, эгирином, акцессорными астрофиллитом, сфеном, монацитом и является главным минералом циркония (циркон наблюдается в единичных зернах). В экеритах, грорудитах и щелочногранитных пегматитах эльпидит выделяется в виде зерен неправильной формы (до 5 см) и реже отдельных кристаллов в ассоциации с породообразующими: кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином и с акцессорными: нептунитом, астрофиллитом, редкоземельным сфеном, монацитом, синхизитом, паризитом, иттриевым цирконом (голубого цвета), сферолитами циркона, давидитом и другими более редкими минералами.

Цвет эльпидита от бледно-кремового до ярко-красного. Блеск стеклянный, слабшелковистый. Спайность совершенная по призме (110). Излом занозистый, твердость около 6. Минерал разлагается только в плавиковой кислоте. Устойчив к физическому и химическому выветриванию. Удельный вес минерала 2,587 (определен на приборе ТП-1). В шлифах эльпидит слегка желтоватый или розоватый, двусосный положительный, угасание прямое, удлинение отрицательное. Показатели преломления:  $n_g = 1,575$ ,  $n_p = 1,588$ ,

$n_g - n_p = 0,017$ . Параметры элементарной ячейки, определенные из рентгенограмм качания (камера РКП) равны:  $a_0 = 7,31 \text{ \AA}$ ;  
 $b_0 = 14,68 \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 7,13 \text{ \AA}$ ;  $Z = 2$ . Межплоскостные расстоя-

ания альцидита приведены в таблице 3.

Термические исследования минерала проводились на дериватографе системы Паулин, Паулин и Эрдей. Дериватограмма (рис.) фиксирует три эндотермических эффекта, связанных с дегидратацией. Приблизительно 2/3 от общего количества воды теряется при температурах менее 300° в два накладывающихся друг на друга этапа с максимумами эндотермических эффектов (ДТА) и скоростей потери веса (ДТ) при температурах 150 и 200°. Вероятно, в этом случае мы имеем дело с двумя типами "цеолитной" воды. Максимум третьего этапа дегидратации наблюдается при температуре 405°С. Структурное положение этой воды проблематично. Малый эндотермический пик при 365°С связан, вероятно, с потерей структуры альцидита.

По химическому составу (табл. I) альцидит Хан-Богдинского массива сходен с альцидитом из Казахстана, хотя имеет и ряд отличий. Он характеризуется более высокими содержаниями кальция и железа и пониженным содержанием натрия. Вероятно, минерал из Монголии является кальциевой разновидностью альцидита. При большом увеличении (410 раз) в минерале наблюдаются мелкие включения гидроксидов железа, поэтому при пересчете анализа железо исключается. Кристаллохимическая формула альцидита имеет следующий вид:



Содержание  $ZrO_2$  в альцидите определено как разность суммарного содержания циркония и гафния, полученного химическим путем, минус содержание гафния, полученное рентгено-спектральным путем. Полуколичественным спектральным анализом (аналитик Е.С. Костикова) в минерале дополнительно обнаружено: Ве - 0,03%, Sn - 0,03%, Рь - 0,001%, Sr - 0,001%, Ва - 0,01%, Th - 0,03%. Содержания редких щелочей (по данным пламенной фотометрии) соответствуют:  $Rb_2O$  - 0,0015%,  $Li_2O$  - 0,0058%,  $Cs_2O$  - 0,0011%.

Спектр редких земель, определенный методом бумажной хроматографии С.Р.Абрамовой, приведен в таблице 2. Для альцидита из Монголии характерен иттриевый состав редких земель с преобладанием суммы иттрия, эрбия и иттербия.

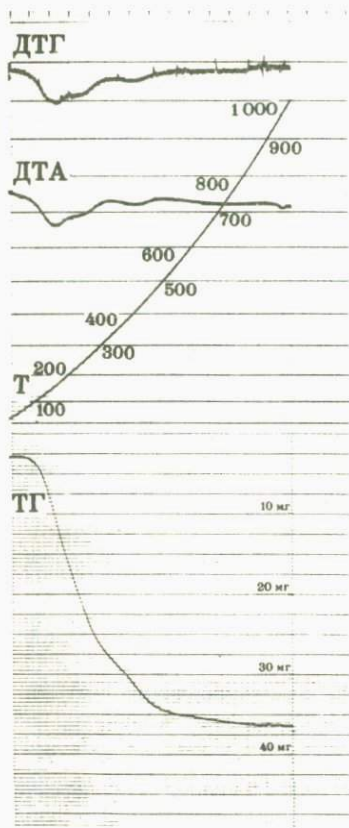


Рис. Дериwатограмма элшндита.  
 Навеска 400 мг, ДТА - I/I0, ДТГ - I/I0, скорость нагрe-  
 ва ~ 10 град/мин, инертное вещество-прокаленный  
 $Al_2O_3$ .

Таблица I

## Химический состав эльвидитов (вес.%)

| Химический состав  | Место нахождения       |                             |                              |                              |                          |
|--|------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------------------|
|  | Монголия               | Казахстан                   | Казахстан                    | Ловозеро                     | Нарсарсук Гренландия     |
| SiO <sub>2</sub>   | 58,12                  | 57,22                       | 58,06                        | 57,13                        | 59,44                    |
| TiO <sub>2</sub>   | 0,06                   | 0,0                         | 0,06                         | 0,05                         | сл.                      |
| ZrO <sub>2</sub>   | 18,52                  | 20,28                       | 20,40                        | 20,33                        | 20,48                    |
| HfO <sub>2</sub>   | 1,43                   |                             |                              |                              |                          |
| SnO <sub>2</sub>   | не опр.                | 0,08                        | не опр.                      | -                            | не опр.                  |
| ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,58                   | 0,30                        | 0,37                         | -                            | не опр.                  |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                 | 0,037                  | -                           | 0,02                         | 1,43                         | -                        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                 | 0,86                   | 0,24                        | 0,21                         | -                            | -                        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                 | 2,21                   | 0,37                        | 1,11                         | 0,14                         | -                        |
| FeO  |                        | 0,41                        | -                            | не опр.                      | 0,14                     |
| MgO  | 0,13                   | 0,38                        | -                            | -                            | -                        |
| CaO  | 3,52                   | 1,68                        | 0,60                         | 0,43                         | 0,17                     |
| Na <sub>2</sub> O  | 6,66                   | 7,70                        | 8,32                         | 9,89                         | 10,41                    |
| K <sub>2</sub> O   | 0,17                   | 0,20                        | 1,10                         | 0,19                         | 0,13                     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                  | не опр.                | 0,02                        | не опр.                      | -                            | -                        |
| F  | не опр.                | 0,20                        | не опр.                      | 0,12                         | -                        |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>                                  | 8,15                   | 3,70                        | 3,04                         | -                            | -                        |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                                  |                        | 4,70                        | 6,36                         | 9,94                         | 9,61                     |
| ПШП  | не опр.                | 1,28                        | не опр.                      | неопр.                       | -                        |
| Cl   | не опр.                | не опр.                     | не опр.                      | 0,18                         | 0,15                     |
| Сумма  | 100,45                 | 99,76                       | 99,70                        | 99,74                        | 100,49                   |
| Аналитик   | Писарская В.А.<br>1970 | Скопина В.Д.<br>1960<br>/6/ | Архангельская<br>1965<br>/4/ | Казакова М.Е.<br>1952<br>/7/ | Линдстрем<br>1894<br>/8/ |

MnO в минералах не обнаружен.

Таблица 2

Состав редких земель в альпидитах. ( $\sum \text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3 = 100$ )

| Минерал   | Цвет минерала | Порода, массив       | $\text{La}_2\text{O}_3$ | $\text{Ce}_2\text{O}_3$ | $\text{Pr}_2\text{O}_3$ | $\text{Nd}_2\text{O}_3$ | $\text{Sm}_2\text{O}_3$ | $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$ | $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ | $\text{Dy}_2\text{O}_3$ | $\text{Ho}_2\text{O}_3$ | $\text{Er}_2\text{O}_3$ | $\text{Tm}_2\text{O}_3$ | $\text{Yb}_2\text{O}_3$ | $\text{Lu}_2\text{O}_3$ | Содерж.<br>$\sum \text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ |
|-----------|---------------|----------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|---|--|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--|
| Эльпидит  | красный       | пегматит, Хан-Богдо  | I,40                    | 2,7                     | 0,5                     | I,4                     | I,2                     | I,5   | 63,7   | 2,3                     | 2,3                     | 7,0                     | I,6                     | II,4                    | 3,0                     | 0,58   |
| Эльпидит* | кремовый      | пегматит, Тарбагатай | -                       | II,9                    | -                       | I3,9                    | 8,5                     | 8,5   | -  | II,9                    | 5,9                     | I5,9                    | 6,0                     | I8,3                    | -                       | 0,37   |

\* По данным Минеева Д.А. /4/, иттрий в минерале не определялся.

## Межплоскостные расстояния альпидита

| Монголия |       | Казахстан /6/ |       |
|----------|-------|---------------|-------|
| I        | d/n   | I             | d/n   |
| 7        | 7,15  | 5             | 7,185 |
| 6        | 6,51  | 4             | 6,501 |
| 2        | 5,69  | 3             | 5,671 |
| 8        | 5,16  | 5             | 5,108 |
| 3        | 4,82  | 2             | 4,805 |
| I        | 4,62  |               |       |
| 4        | 4,19  | 3             | 4,158 |
|          |       | I             | 3,822 |
| 3        | 3,60  | 6             | 3,594 |
| 2        | 3,46  | 3             | 3,430 |
| 10       | 3,27  | 10            | 3,257 |
| 1        | 3,20  | 3             | 3,178 |
| 7        | 3,13  | 4             | 3,113 |
| 4        | 2,975 | 5             | 2,948 |
| 3        | 2,932 |               |       |
|          |       | I             | 2,838 |
| I        | 2,715 |               |       |
| 2        | 2,677 | 3             | 2,681 |
| 3        | 2,590 | 5             | 2,576 |
| 4        | 2,547 | 4             | 2,541 |
| 4        | 2,413 | 6             | 2,403 |
| I        | 2,309 |               |       |
| I        | 2,272 | I             | 2,229 |
| I        | 2,179 | 2             | 2,167 |
| 2        | 2,094 | 3             | 2,082 |
| 3        | 2,015 | 5             | 2,016 |
| 4        | 1,951 | 7             | 1,946 |
| I        | 1,929 |               |       |
| I        | 1,876 | 2             | 1,869 |
| 3        | 1,830 | 3             | 1,824 |
| I        | 1,786 |               |       |
| 4        | 1,765 | 6             | 1,761 |

Условия съемки: Fe - излучение, без фильтра. D = 114,6 мм,  
d = 0,3 мм. Аналитик А.Н.Сапожников

Имеющиеся в нашем распоряжении геохимические данные говорят в пользу предположения о позднемагматическом происхождении рассматриваемого альпидита. Об этом свидетельствуют равномерность распределения и ксеноморфизм зерен альпидита в гранитах, приуроченность его к центральным частям шшировых пегматитов и в то же время отсутствие жильных, секущих выделений этого минерала. Несомненно, что большое значение для его образования имели остаточные расплавы-растворы щелочных гранитов (обогащение альпидитом пегматитов, образование кристаллов альпидита в пустотах и т.п.).

По-видимому, большую роль при образовании альпидита играла повышенная щелочность таких остаточных расплавов-растворов, которая обычно повышается при эволюции щелочногранитных магм /2/. Скорее всего альпидит образуется не только при  $Na_2O+K_2O:Al_2O_3 > 1$ , но и когда в породе появляется нормативный натриевый силикат, т.е. когда щелочей больше, чем требуется для образования алмосиликатов и железистых силикатов щелочей (акмита). Такие условия имели место при формировании пород Хан-Богдинского массива /2/.

#### Литература

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., "Недра", 1967.
2. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цеден Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А.В. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М., "Наука", 1971<sub>1</sub>.
3. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Горегляд А.В. Кинь-Гобийский пояс щелочных пород. - В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971<sub>2</sub>.
4. Минеев Д.А. Геохимия метасоматически измененных гранитоидов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатай. М., "Наука", 1969.
5. Семенов Е.И. О водных силикатах циркония. - В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М., "Наука", 1967.

6. Степанов А.В. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана. Тр. КазНИИ Мин. сырья, вып. 5, 1961.
7. Тихоненков И.П., Семенов Е.И., Казанова М.Б. Первая находка альпидита в Союзе. - Докл. АН СССР, 1957, т. II4, № 5.
8. Lindström G.-Geologiska Föreningens Förhandlingar, 16, 1894.

## ДЖЕРФИШЕРИТ ИЗ СКАРНОВ ТАЖЕРАНА

Джерфшерит — сложный сульфид железа, калия, меди и никеля — весьма редкий минерал. Описываемая находка его является третьей в земных условиях. Впервые джерфшерит установлен в метеоритах /7/ в ассоциации с обычными метеоритными минералами: железо-никелем, шрейберзитом, троилитом, алабадином, добралитом, олдгамитом, графитом, роддеритом, а также клиноэнстатитом, энстатитом, плаггиоклазом, кристобалитом и кварцем. Вскоре подобный минерал был найден и в земных условиях, в рудах Талнаха /2/. Здесь он находится совместно с талнахитом (кубическим халькопиритом), пентландитом, кубанитом, валлериитом, магнетитом, сфалеритом, платиновыми минералами и самородным серебром. Наконец, еще одна находка джерфшерита описана в самое последнее время /5,6/. Минерал обнаружен в щелочных пегматитах Хибинского массива в ассоциации с расвумитом (другим новым сульфидом железа и калия), нефелином, микроклином, энigmatитом, эгирином, эдмалитом, лампрофиллитом, ваденитом, ловозеритом, пирротинном, пентландитом, кубанитом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, пиритом и двумя неопределенными медистыми минералами.

Джерфшерит на Тажеране развит в воластонит-гранат-меллиловых скарнах и кальцифирах, образующих провеси кровли и ксенолиты размером до 150x350 м в щелочных сменитах. Мы уже охарактеризовали эти породы при описании магневального кирштейнита и троилита /3,4/, поэтому здесь ограничимся перечислением сосуществующих с джерфшеритом минералов. Помимо главных

минералов — вельрагонита, гравата гроссуляр-андрацитого ряда и меланита, мелиллита и кальцита, варьирующих в значительных пределах, в породе присутствуют также троилит, магниезный кирштейнит (железистый монтичеллит), купидин, графит, изредка перовскит, пирротин и один неопределенный минерал.

Джерфшерит образует мелкие зерна, в большинстве случаев находящиеся в тесной ассоциации с троилитом. Обычно зерна обоих минералов имеют общую внешнюю границу, причем джерфшерит приурочен, как правило, к краям относительно более крупных кристаллов троилита. Форма этих сростков чаще округлая, изометричная. Реже зерна джерфшерита выходят за пределы границ троилитового зерна, вдаваясь в силикаты и кальцит, а иногда наблюдаются его самостоятельные зерна, без троилита. Отдельные разрезы джерфшерита имеют правильную гексагональную форму, причем наблюдается ясный идиоморфизм его по отношению к троилиту, т.е. можно сделать вывод о более раннем зарождении джерфшерита. С другой стороны, наличие общей границы у сростков и обычная приуроченность джерфшерита к краям троилитовых зерен свидетельствуют, видимо, о их одновременной дальнейшей кристаллизации. Количество джерфшерита составляет около 0,1% породы и 5% от суммы рудных минералов (2,5 вес.%). Максимальная величина его зерен составляет 0,15 мм в диаметре, а минимальная — менее 0,01 мм, причем обычные размеры находятся в пределах 0,02—0,04 мм.

Макроскопически мы не смогли отличить джерфшерит от троилита; цвет его бронзово-темный; слабо электромагнитный, как и троилит; легко разлагается соляной кислотой.

В шлифе изотропный; имеет сравнительно с троилитом заметно более низкую отражательную способность и характеризуется специфической тусклой желтовато-зеленовато-буроватой окраской, напоминающей цвет высушенных листьев табака. Твердость средняя — царапается стальной иглой, а медная оставляет на нем след.

Сравнение порошкограмм всех известных джерфшеритов (табл. I) обнаруживает большую близость межплоскостных расстояний нашего минерала с таковыми метеоритного джерфшерита, в то время как линии джерфшеритов из Талнаха и Хибин заметно отлича-

Таблица I

## Перошкограммы джерфимеритов

| hkl     | 1  |              | 2            |       | 3            |       | 4            |       |
|---------|----|--------------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|
|         | I  | dÅ           | I            | dÅ    | I            | dÅ    | I            | dÅ    |
| 100     | 5  | 10,34        | 6            | 10,2  | 6            | 10,4  | 8            | 10,47 |
| 110     | 3  | 7,31         | 2            | 7,27  | 2            | 7,41  | 7            | 7,57  |
| 111     | 5  | 5,97         | 5            | 5,96  | 3            | 6,05  | 6            | 6,05  |
| 220     |    |              |              |       | 1            | 3,65  | 4            | 3,70  |
| 300,221 | I  | 3,45         |              |       | 3            | 3,48  | 2            | 3,53  |
| 310     | 4  | 3,269        | 3            | 3,24  | 7            | 3,33  | 7            | 3,35  |
| 311     | 5  | 3,118        | 3            | 3,12  | 7            | 3,17  | 7            | 3,18  |
| 222     | 7  | 2,985        | 8            | 2,98  | 7            | 3,03  | 7            | 3,02  |
| 320     | I  | 2,868        |              |       |              |       |              |       |
| 321     | I  | 2,764        |              |       | I            | 2,79  | I            | 2,81  |
| 400     |    |              |              |       | I            | 2,61  | 2            | 2,67  |
| 410,322 | 2  | 2,508        | Здиф         | 2,48  | I            | 2,52  | 2            | 2,56  |
| 411,330 | I  | 2,437        |              |       | 0,5          | 2,45  |              |       |
| 331     | 6  | 2,372        | 5            | 2,37  | 6            | 2,38  | 7            | 2,40  |
| 420     | I  | 2,312        | I            | 2,29  | 0,5          | 2,32  | I            | 2,35  |
| 421     |    |              |              |       | 0,5          | 2,27  | I            | 2,23  |
| 332     | I  | 2,204        |              |       |              |       |              |       |
| 500,430 |    |              |              |       | 2            | 2,08  | 2            | 2,10  |
| 510,431 | I  | 2,028        |              |       | 4            | 2,01  | 5            | 2,04  |
| 511,333 | 2  | 1,990        | 2            | 1,979 | 3            | 1,996 | 2            | 2,02  |
| 520,432 |    |              | 2            | 1,914 | 0,5          | 1,934 |              |       |
| 440     | 10 | 1,828        | 10           | 1,828 | 10           | 1,843 | 10           | 1,857 |
| 530,441 | I  | 1,773        |              |       |              |       |              |       |
| 531     | I  | 1,748        |              |       |              |       |              |       |
| 622     | I  | 1,559        | 4            | 1,560 |              |       |              |       |
| 711,551 | I  | 1,448        |              |       |              |       |              |       |
| 731,553 | I  | 1,346        |              |       |              |       |              |       |
| 800     | I  | 1,293        | 3            | 1,295 |              |       |              |       |
| 844     |    |              | 5            | 1,057 |              |       |              |       |
|         |    | 10,34 ± 0,01 | 10,35 ± 0,01 |       | 10,41 ± 0,02 |       | 10,46 ± 0,02 |       |

Примечание: 1 - джерфимерит из метеорита /7/;

2 - джерфимерит из скарнов Тажерана (условия съемки: Fe - анод, ЕСВ-2, 30 кв, 16 мА, в резиновом шарике, аналитик З.Ф. Ушаповская); 3 - джерфимерит из Талнаха /2/; 4 - джерфимерит из Инбян /6/.

ются. Соответственно и параметры элементарной ячейки двух последних минералов также различаются (табл.1). Разумеется, различия в параметрах решетки отражают особенности химического состава джерфшеритов.

Химический состав Тажеранского джерфшерита определен на микроанализаторе "MS-46". В качестве эталона на железо, серу, калий и медь послужил джерфшерит из Хибин, любезно переданный нам М.Н.Соколовой. Эталонами для никеля и кобальта были чистые металлы, а на натрий и хлор — NaCl. Содержание главных компонентов проверялось и по другим эталонам: искусственному троилиту, калиевому стеклу и чистой меди. По этим эталонам были получены также результаты: Fe — 48,12 вес.%, S — 30,81%, K — 7,97%, Cu — 3,51%. Для железа и меди они мало отличаются от основного эталона, однако для калия меньше на 1% и для серы на 2,7%, поэтому не учитывались, и в таблице 2 приведены лишь данные, полученные по эталонному джерфшериту. При этом переход от экспериментально полученных относительных интенсивностей к концентрациям осуществлялся введением поправок, рассчитанных по теоретическим и эмпирическим формулам с помощью специально разработанной В.П.Афонным и Л.А.Перфильевой программы на ЭВМ /1/.

Как видно из табл.2, состав нашего минерала весьма близок к составу метеоритного джерфшерита. Отличие заключается лишь в более высоком содержании никеля и присутствии кобальта, замещающих железо. В то же время джерфшериты из Талнаха и Хибин содержат в 3-4 раза больше меди и являются медьсодержащей разновидностью джерфшерита.

Исключительно интересно постоянное присутствие в джерфшерите хлора. Международная комиссия по новым минералам рекомендовала первооткрывателю джерфшерита Фуксу исключить хлор из формулы, считая его примесным в виде лсуренсита —  $FeCl_2$ . Хотя Фуко был против, поскольку хлор постоянно присутствовал в минерале, он последовал рекомендациям Комиссии. Исследователи талнахского и хибинского джерфшеритов хлор не определяли. На Тажеране хлор постоянно фиксируется в джерфшерите в пределах 0,9-1,2%. В эталонном хибинском джерфшерите с помощью микрозонда нами выявлено 1,4% хлора, что дополняло недостающую сум-

Таблица 2

## Химический состав джерфшеритов (вес.%)

| Элемент | 1    | 2      | 3     | 4     |
|---------|------|--------|-------|-------|
| Fe      | 50,7 | 43,5   | 42,05 | 47,24 |
| S       | 33,8 | 33,5   | 33,66 | 33,53 |
| K       | 8,7  | 8,25   | 8,55  | 9,00  |
| Cu      | 4,2  | 15,5   | 11,80 | 3,88  |
| Ni      | 0,8  | 1,5    | -     | 3,4   |
| Co      | -    | -      | -     | 0,7   |
| Cl      | 1,0  | -      | 1,4*  | 0,93  |
| Na      | 0,3  | -      | 0,55  | 0,1   |
| Ca      | -    | -      | -     | 0,2   |
| Mg      | -    | -      | 1,56  | -     |
| Mn      | -    | -      | 0,09  | -     |
| Si      | -    | -      | -     | 0,4   |
| Сумма   | 99,5 | 102,25 | 99,61 | 99,38 |

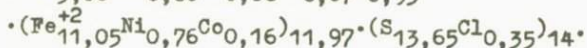
Примечание: 1 - джерфшерит из метеорита, 2 - джерфшерит из Талнаха, 3 - джерфшерит из Хибин, 4 - джерфшерит из скарнов Тажерана (аналитик Л.А.Перфильева).

\* Определен на микрозонде Л.А.Перфильевой.

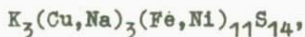
му и свидетельствует о том, что и медьсодержащая разновидность джерфшерита также содержит этот элемент. Сейчас ясно, что хлор следует включать в формулу джерфшерита. Поскольку это анион, роль его аналогична роли серы, и, видимо, он статистически распределен по позициям серы. Размер ионов этих элементов весьма близок - 1,81 и 1,84 Å, что допускает такую замену. Недостаток отрицательного заряда в этом случае, равный количеству хлора, вероятно, должен компенсироваться или заменой двухвалентных катионов одновалентными или дефектами в решетке катионов.

Расчет химического анализа тажеранского джерфшерита (14 атомов серы и хлора на ячейку) показал хорошее количественное соответствие катионов теоретической формуле, установлен-

ной Фуксом:  $K_{3,00}(Cu_{0,80}Na_{0,06}Ca_{0,07})_{0,93} \cdot$



Правда, полной сбалансированности положительных и отрицательных зарядов все же нет (+ 27,94 и - 27,65), поэтому не исключено, что один ион серы замещается двумя ионами хлора, как это мы видим в случае замещения железа на медь. Для медьсодержащей разновидности джерфшериита предложена такая формула:



в которой мы видим 14 атомов железа и меди (и их заместителей), вместо 13 в метеоритном и тажеранском джерфшериитах, т.е. один атом двухвалентного железа замещается двумя атомами одновалентной меди. Поскольку содержание меди варьирует, она вряд ли имеет в структуре минерала строго определенные позиции, поэтому коэффициенты при катионах, исключая калий, не будут выражаться целыми числами. Если медь не имеет определенной позиции, то формула приобретает такой вид:



Очевидно, лишь дальнейшие исследования минерала позволят окончательно установить его кристаллохимическую формулу.

Относительно условий образования тажеранского джерфшериита можно сказать следующее. Скарны, в которых присутствует минерал, относятся к сравнительно высокотемпературным метасоматитам магматической стадии. Наличие в них волластонита (видимо, также и параволластонита) и меллита, постепенные переходы к плагио-пироксен-волластонитовым роговикам, которые считаются высокотемпературными, ясно свидетельствуют об этом. Чаще они развиваются в кальцитовой массе и на стыках зерен. Образование сульфидов, очевидно, предшествовало стадии щелочного метасоматоза, проявившегося в развитии нефелина и калисилита. Одновременно происходило образование железистого монтичеллита, в котором нередко видны вростки калисилита. Одновременное или даже более позднее развитие троилита не может помочь в определении температурного интервала образования джерфшериита, поскольку сам троилит кристаллизуется в относительно широком диапазоне температур.

Фукс высказал предположение об узком поле устойчивости джерфшерита, но нахождение его в весьма различных парагенезисах вряд ли согласуется с этим выводом. На Талнахе он образуется позже пентландита и талнахита, а офалерит и платиновые минералы образуют каймы вокруг него. Джерфшерит замещается кубанитом и минералами типа халькопирита и валкермита. В щелочных пегматитах джерфшерит образует каймы вокруг шпреттина и замещается шпритом.

Необходимым условием образования сульфида калия, очевидно, является высокий потенциал калия в рудообразующих растворах. Совместно с джерфшеритом обычно разныты и другие калиевые минералы: в метеоритах — роддерит, в щелочных пегматитах — микроклин, нефелин и валент, в скарнах — калисилит. Хотя на Талнахе в непосредственном парагенезисе не отмечены другие калиевые минералы, в рудах нередко отмечаются авортоглаз и снетит.

#### Выводы

1. В своеобразных скарнах Тажерана обнаружен джерфшерит. Это третья находка минерала в земных условиях.

2. Находки его в рудах Талнаха, в щелочных породах Хибины, в скарнах Тажерана свидетельствуют о том, что джерфшерит распространен гораздо шире, чем это известно в настоящее время. Следует обратить особое внимание на сульфиды в парагенезисах с калиевыми минералами. Например, можно с уверенностью предсказать нахождение джерфшерита в лейцитовых и калисилитовых породах и связанных с ними метасоматитах. Возможен он и в клинберлитах.

3. Структурная формула джерфшерита, очевидно, требует уточнения. Во всяком случае хлор входит в структуру минерала, хотя до сих пор он не учитывался. Медь, вероятно, не имеет строго определенных позиций в структуре, поэтому содержание ее может варьировать в широких пределах.

4. Необходимым условием образования джерфшерита является не только высокий потенциал калия в гидротермальных растворах, но, очевидно, и наличие в них хлора, что следует учитывать при синтезе данного минерала. Неудачи при попытках синтезировать джерфшерит, предпринятых Л. Фуксом и А. Д. Генкиным, возможно,

объясняются недооценкой значения хлора.

### Литература

1. Афонин В.П., Л.А.Перфильева, Ю.Г.Лаврентьев. Программа для расчета на ЭВМ концентраций элементов при рентгено-спектральном микроанализе проб разнообразного химического состава. Ежегодник - 1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
2. Генкин А.Д., Н.В.Тронева, Н.Н.Журавлев. Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди - джерфшерита. Геол. рудн. м-ний, 1969, т. II № 5.
3. Конев А.А., Ушаповская З.Ф., Лебедева В.С. Магнезиальный кирштейнит - первая находка в СССР. - Докл.АН СССР, 1970, т. 190, № 3.
4. Конев А.А., Ушаповская З.Ф., Лебедева В.С. О троилите из скарнов Тажеранского щелочного массива. - Докл.АН СССР, 1970, т. 191 № 3.
5. Соколова М.Н., Добровольская М.Г., Органова Н.И., Казакова М.Е., Дмитрик А.Л. Сульфид калия и железа - новый минерал расквит. Зап. Всесоюз.минерал об-ва, 1970, ч. 99, вып. 6.
6. Соколова М.Н., Добровольская М.Г., Органова Н.И., Казакова М.Е., Васильева Л.Г. О находке и распространении джерфшерита в пегматитах Хибинского массива. Геол.рудн. м-ний, 1971, т. 13, вып. 2.
7. Fouchs L. Djerfisherite, Alkali-Coppe-Iron Sulfide: a New mineral from enstatite chondrites.-Science, v.153, No 3732, 1966.

НИГЕРИТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Нигерит, довольно редкий оловосодержащий минерал тригональной сингонии из группы сложных окислов, был впервые описан Р.Джекобсоном и Дж.Уэббом /10/, а затем Ф.Бэнистером, М.Хейем и Г.Стадлером /9/.

Впервые в СССР нигерит был найден в 1956 г. Л.Л.Сухомазовой /8/ в пегматитах одного из месторождений Восточной Сибири. В 1957 г. нигерит был обнаружен А.И.Гинзбургом на другом месторождении пегматитов, а в 1958 г. — Г.Н.Тарновским — на третьем месторождении в этом же районе /7/.

Пегматиты, в которых был обнаружен нигерит, относятся к редкометалльному типу и залегают в верхнепротерозойских осадочно-метаморфических породах, сложенных кварц-биотитовыми и амфиболовыми сланцами. Пегматитовые жилы обладают слабо выраженным зональным строением. Призальбандовые зоны их, мощностью около 0,2 м, сложены мелкозернистым альбитизированным пегматитом, а центральные части жил — среднезернистым пегматитом, в состав которого входят кварц, микроклин, сподумен, монтебразит, альбит, мусковит и др.

На месторождении было установлено широкое развитие гидротермальных и гидротермально-метасоматических процессов, охвативших все без исключения вмещающие осадочно-метаморфические и жильные породы, в том числе и редкометалльные пегматиты. Среди минералов, слагающих жильные гидротермальные и гидротермально-метасоматические образования, следует назвать кварц,

альбит, мусковит, турмалин, андалузит, селлиманит, ставролит, колумбит-танталит, альмандин, хризоберилл, ганит, апатит, скорзалит, монтебразит, митридатит, литиофиллит, лёллингит, ильменит, цитролит.

Нигерит на месторождении установлен в шести различных минеральных парагенетических ассоциациях: 1) в кварц-мусковитовом замещающем комплексе, метасоматически развивающемся по среднезернистому сподумен-микроклин-кварцевому пегматиту; 2) в призальбандовых зонах пегматитовых жил, сложенных серым массивным кварцем; 3) в мелкозернистом альбитизированном пегматите, слагающем призальбандовые зоны некоторых пегматитовых жил или небольшой мощности самостоятельные жилы, в ассоциации с альбитом и кварцем; 4) в небольшой мощности (до 12 см) селлиманит-андалузит-кварцевых жилах, совместно со ставролитом; 5) в почти мономинеральных андалузитовых жилах (мощностью до 15 см), совместно с апатитом, черным турмалином и ильменитом, 6) в турмалинизированных и мусковитизированных кварц-биотитовых сланцах зоны экзоконтакта пегматитовых жил.

На одном из участков месторождения была обнаружена пегматитовая жила мощностью 0,4 м, полностью замещенная среднезернистым кварц-мусковитовым комплексом. В составе последнего содержится около 10% касситерита, а также андалузит и ставролит. Реже наблюдаются хризоберилл, монтебразит и единичные зерна или агрегаты зерен скорзалита. Нигерит в очень мелких (доли мм) пластинчатых кристаллах более или менее равномерно распределен в породе. Под микроскопом хорошо видно, что нигерит образует цепочечные скопления мелких кристаллов, заполняя промежутки между кристаллами мусковита и трещинки в них. Зерна касситерита нередко окружены мелкими (менее 0,3 мм) пластинчатыми кристаллами нигерита. Последние также нарастают на призматические кристаллы ставролита, причем, как правило, оси третьего порядка кристаллов нигерита ориентированы перпендикулярно к поверхностям граней призматического пояса кристаллов ставролита.

В призальбандовых частях некоторых сподуменсодержащих пегматитовых жил наблюдалась зона темно-серого массивного кварца мощностью до 10 см. В кварце под микроскопом обнаруживается большое количество зерен андалузита весьма сложной формы, а

также лучистые и звездчатые агрегаты тонковолокнистого силлиманита, в котором содержатся включения очень мелких (размером до 0,3 мм) пластинчатых кристаллов нигерита и мелких плохо образованных кристаллов хризоберилла. В кварце были встречены, кроме того, тонкопластинчатые кристаллы колумбита, призматические кристаллы ставролита, ромбовидные кристаллы лёллингита и редкие зерна скорзалита.

На одном из участков месторождения в мелкозернистом альбитизированном пегматите, слагающем приальбандовые зоны некоторых пегматитовых жил или небольшой мощности (до I м) самостоятельные жилы, были обнаружены мелкие пластинчатые кристаллы нигерита, ассоциирующиеся с альбитом (№ 6) и кварцем. Промежутки между кристаллами альбита и кварца заполнены даллитом. В тонких трещинах, секущих мелкозернистый пегматит, был найден нигерит в виде сравнительно крупных (до 1,5 мм) пластинчатых темно-бурых кристаллов, ассоциирующихся с мусковитом и черным турмалином.

В центральной части месторождения были обнаружены небольшой мощности (до 12 см) жилы, сложенные тонкозернистым агрегатом кварца и андалузита. Нигерит в виде мелких (до 1,0 мм) желтовато-бурых пластинчатых кристаллов большей частью приурочен к выделениям тонковолокнистого силлиманита, развивающегося по андалузиту; в отдельных случаях нигерит образует цепочечные скопления кристаллов. Включения кристаллов нигерита наблюдались и в андалузите. В ассоциации с нигеритом в силлиманите были обнаружены призматические кристаллы хризоберилла и ставролита. Нигерит в виде включений мелких пластинчатых кристаллов наблюдался также в андалузите анхимоминеральных андалузитовых жил, содержащих включения апатита, ильменита и турмалина.

В одном случае нигерит, представленный пластинчатыми красновато-бурыми кристаллами размером до 2 мм, был обнаружен в зоне экзоконтакта пегматитовых жил в интенсивно турмалинизированных и мусковитизированных кварц-биотитовых сланцах. Нигерит ассоциируется с лёллингитом, ильменитом, апатитом, митридатитом, лауэитом и сиклеритом — продуктом изменения литофиллита.

Облик кристаллов нигерита тонко- или толстопластинчатый; кристаллы нигерита, как правило, обладают гексагональной формой в базальном сечении, и лишь в редких случаях наблюдались кристаллы явно дитригональной формы с соотношением длины ребер, образующих дитригон, до 1:6. Наряду с кристаллами правильной формы наблюдались неправильные выделения нигерита, обладающие пойкилитовой структурой. Наиболее крупные кристаллы нигерита достигали в поперечнике 2 мм. Наряду с монокристаллами наблюдались параллельные сростки по (0001), последние обладают таблитчатым обликом.

На двукружном гониометре были измерены\* десять наиболее хорошо образованных кристаллов нигерита размером до 0,8 мм в поперечнике. Габитусной формой являются грани с (0001), которые всегда большие ровные и блестящие. На всех кристаллах присутствуют также узкие грани положительного  $\gamma$  ( $10\bar{1}1$ ) и более широкие грани отрицательного  $z$  ( $01\bar{1}1$ ) ромбоэдров, а также узкие грани ромбоэдра  $e$  ( $10\bar{1}3$ ). Грани гексагональной призмы  $m$  ( $10\bar{1}0$ ) присутствуют не всегда, они очень узкие и изъеденные. Результаты гониометрических измерений приведены в табл. I.

Таблица I

| Индексы граней            | Измеренные (средн. значения измерений 10 кристаллов) |        | Вычисленные |        |
|---------------------------|--|--------|-------------|--------|
|                           | $\varphi$  | $\rho$ | $\varphi$   | $\rho$ |
| c(0001)                   | -  | 0° 00  | -           | 0° 00  |
| m(10 $\bar{1}$ 0)         | 60° 05   | 90 00  | 60° 00      | 90 00  |
| $\gamma$ (10 $\bar{1}$ 1) | 60 02  | 70 19  | 60 00       | 70 16  |
| $z$ (01 $\bar{1}$ 1)      | -59 56   | 70 13  | -60 00      | 70 16  |
| e(10 $\bar{1}$ 3)         | 59 59  | 42 53  | 60 00       | 42 54  |

На рисунке приведен чертеж типичного кристалла нигерита гексагонального облика; в случаях, когда кристаллы в базаль-

\* Авторы выражают искреннюю признательность Н.Н.Смоляниновой за помощь при измерении кристаллов нигерита.

ном сечении обладают явно тригональным обликом, более длинные ребра принадлежат граням ромбоэдров  $e$  и  $г$ , а короткие — ромбоэдру  $z$ .

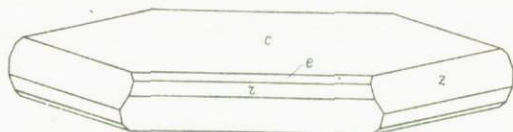


Рис. Кристалл нигерита.

Кроме выделений нигерита, обладающих более или менее правильной кристаллографической формой, в некоторых случаях были установлены пластинчатые выделения нигерита, приуроченные к тонким трещинкам пересекающим кварц, андалузит и другие жильные минералы. Такие же тонкие (0,05–0,01 мм) пластинчатые выделения нигерита наблюдались по трещинам спайности в мусковите.

Цвет нигерита изменяется от светло-желтого через желтовато-оранжевый, желто-бурый, красновато-бурый до темно-бурого. Наблюдались кристаллы нигерита с зональной окраской, в таких случаях периферийная часть кристаллов более светлая. Были отмечены единичные кристаллы с секториальным строением. В редких случаях, как это видно под микроскопом, кристаллы нигерита обладают мозаично-блоковым строением с различной оптической ориентировкой слагающих кристалл участков. Блеск минерала стеклянный, на поверхности излома жирный, спайность совершенная по (0001). Твердость около 8, очень хрупок, удельный вес, определенный пикнометрически из навески 0,5 г, — 4,50.

Под микроскопом в проходящем свете нигерит окрашен в бледно-желтый цвет и по окраске очень похож на ставролит, с которым он часто ассоциируется. Показатели преломления высокие,  $> 1,780$ , двупреломление низкое (порядка 0,005), в редких случаях наблюдались аномальные серо-синие цвета интерференции. Плеохроизм обычно отсутствует, лишь темноокрашенные кристаллы нигерита плеохроируют: от бледно-желтого по  $Ne$  до желтовато-бурого по  $No$ . Одноосный, положительный. Нигерит — минерал довольно устойчивый, и, как показали микроскопические

исследования, каких-либо вторичных изменений его не наблюдалось.

Химический анализ нигерита выполнен В.С.Лебедевой из навески 0,7 г (табл.2, обр.3), здесь же приведен химический состав нигерита из Нигерии и другого месторождения Сибири. Сравнение химического состава описываемого нигерита с составом нигерита из Нигерии показывает, что нигерит из пегматитов Сибири отличается главным образом более низким содержанием  $\text{SnO}_2$ , более высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ , очень низким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и полным отсутствием  $\text{PbO}$ . Спектральным анализом в нашем нигерите установлены также примеси  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$  (сотые доли %), следы  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Be}$  и  $\text{Zr}$ .

Для рентгеновского изучения были отобраны кристаллы нигерита, имеющие по крайней мере 2-3 грани одной зоны. Лауэграммы, полученные при съемке перпендикулярно базальной плоскости, указывают на наличие оси симметрии третьего порядка и трех плоскостей симметрии, параллельных  $(0001)$ , т.е. имеют симметрию  $D3d$ . За ось  $a$  была выбрана ось наиболее развитой зоны, перпендикулярная плоскости симметрии и совпадающая с осью наиболее выраженной зоны внешней формы кристалла.

Для получения рентгенограммы колебания кристаллы устанавливались на ось  $a$  оптическим путем, на ось  $c$  с помощью лауэграмм. Параметры элементарной ячейки, определенные по монокристаллам и уточненные по данным порошкового метода, равны:  $a = 5,69 \pm 0,02$  и  $c = 13,79 \pm 0,05$  А. Определение пространственной группы было произведено по разверткам слоев линий вдоль осей  $a$  и  $c$ . Так как никаких систематических погасаний не было обнаружено, возможными пространственными группами, учитывая симметрию Лауэ, могут быть:  $R\bar{3}m$ ,  $H\bar{3}m$ ,  $R32$ ,  $R3m$ ,  $H3m$ .

Расположение максимумов на проекциях межатомных расстояний  $xu$  и  $xz$  характерными тройками /4/, а также характер распределения интенсивностей /6a/ свидетельствуют о наличии центра симметрии в структуре нигерита, что ранее было установлено гониометрическими измерениями и определениями пьезоэффекта /9/. Следовательно, пространственная группа нигерита может быть либо  $R\bar{3}m$ , либо  $H\bar{3}m$ .

Таблица 2

## Химический состав нигерита

| Окислы                         | Содержание ( в вес. % ) |         |       |
|--------------------------------|-------------------------|---------|-------|
|                                | 1                       | 2       | 3     |
| SnO <sub>2</sub>               | 25,33                   | 19,10   | 18,84 |
| SiO <sub>2</sub>               | 0,48                    | 4,19    | 0,94  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,17                    | 0,51    | 0,60  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 50,91                   | 57,68   | 61,58 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,19                   | 1,84    | 0,45  |
| Ga <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -                       | -       | -     |
| FeO                            | 2,65                    | 4,13    | 8,50  |
| CaO                            | 0,01                    | 1,05    | 0,26  |
| MgO                            | 1,28                    | 0,50    | 0,60  |
| MnO                            | 0,09                    | 0,11    | 0,12  |
| ZnO                            | 4,51                    | 8,77    | 5,50  |
| PbO                            | 0,94                    | не опр. | 0,00  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,57                    | 1,37    | 1,58  |
| Сумма                          | 99,83                   | 99,25   | 99,97 |
| Уд. вес                        | 4,51                    | 4,32    | 4,50  |

1 - Нигерия, анал. М.Хей /9/, 2 и 3 - Сибирь:

2 - анал. Л.Полупанова /5/, 3 - анал. В.С.Лебедева.

В пространственной группе  $R\bar{3}m$  направлением наименьшей трансляции в плоскости  $(0001)$  является ось симметрии второго порядка, а в  $H\bar{3}m$  — плоскость симметрии /3/. Определение периодов идентичности вдоль этих направлений позволило однозначно отнести нигерит к пространственной группе  $R\bar{3}m$  /6/. Межплоскостные расстояния нигерита приведены в табл.3.

Структура нигерита к настоящему времени полностью не изучена. Поскольку пространственная группа нигерита —  $R\bar{3}m$ , возможны следующие типы: утроенная гексагональная, удвоенная кубическая и рамзаитовая /1/. Сходство дебаеграмм нигерита и ганита /9/ позволяет считать, что наиболее вероятно расположение ионов O и группы (OH) в нигерите по кубической плотной упаковке. Более конкретное предположение о структуре нигерита имеется в работе Н.В.Белова /2/.

Редкость нахождения нигерита в природе, как нам представляется, объясняется тем, что для его образования необходимы высокая концентрация  $Al_2O_3$  и наличие соединений Sn, Zn при отсутствии S в минералообразующих растворах, что осуществляется в исключительных условиях.

Тесная парагенетическая связь нигерита с богатыми  $Al_2O_3$  минералами свидетельствует об общем высокоглиноземистом характере гидротермальных растворов. Сфалерит, встречающийся на месторождении в качестве акцессорного минерала в составе кварц-мусковитового замещающего комплекса, совместно с нигеритом не встречался. Наличие серы в составе минералообразующих цинк- и оловосодержащих высокоглиноземистых растворов бесспорно является отрицательным фактором при образовании нигерита. Тем не менее, незначительное количество S в составе растворов в присутствии As, по-видимому, не может препятствовать образованию нигерита, о чем свидетельствует присутствие лёллингита. Нахождение нигерита в зоне экзоконтакта на некотором удалении от пегматитовой жилы свидетельствует о выносе гидротермальными растворами соединений Sn и Zn во вмещающие породы.

Согласно мнению А.И.Гинзбурга и др. /5/, нигерит является типичным контактовым или, по А.Е.Ферсману, "ксенолитным" минералом, и, следовательно, "присутствие его в гидротермальных образованиях маловероятно" (там же). Многолетние исследе-

Таблица 3  
Межплоскостные расстояния нигерита

| I  | d/n<br>эксп. | d/n<br>внч. | hkl  | I | d/n<br>эксп. | d/n<br>внч. | hkl  |
|----|--------------|-------------|------|---|--------------|-------------|------|
| 8  | 4,64         | 4,65I       | 1011 | 6 | 1,539        | 1,538       | 2027 |
| 6  | 4,01         | 4,010       | 1012 | 7 | 1,424        | 1,422       | 2240 |
| 1  | 3,37         | 3,36I       | 1013 | 5 | 1,412        | 1,412       | 2028 |
| 7  | 2,85         | 2,844       | 1120 |   |              | 1,411       | 3035 |
| 9  | 2,82         | 2,824       | 1014 | 2 | 1,272        | 1,270       | 3144 |
| 10 | 2,42         | 2,424       | 2021 | 1 | 1,225        | 1,225       | 3145 |
|    |              | 2,419       | 1123 | 1 | 1,214        | 1,215       | 1011 |
| 3  | 2,17         | 2,172       | 2023 |   |              | 1,213       | 4042 |
| 2  | 2,00         | 2,004       | 2024 | 3 | 1,078        | 1,075       | 4150 |
| 1  | 1,980        | 1,980       | 1125 |   |              | 1,074       | 3254 |
| 1  | 1,847        | 1,846       | 2131 | 4 | 1,049        | 1,047       | 4153 |
| 1  | 1,830        | 1,829       | 1017 |   |              | 1,044       | 4047 |
| 7  | 1,640        | 1,642       | 3030 |   |              |             |      |
| 5  | 1,549        | 1,547       | 3033 | 5 | 1,003        | 1,002       | 4155 |
|    |              |             |      |   |              | 1,002       | 4048 |

Условия съемки: Fe - излучение, D камеры = 143 мм,  
d образца = 0,3 мм.

дования минералогии пегматитов и гидротермалитов ряда месторождений редкометалльных пегматитов Сибири показали, что нигерит является более распространенным минералом на данных месторождениях, чем это предполагалось ранее, и часто встречается в типично гидротермальных жильных образованиях.

Нигеритсодержащие силлиманит-андалузит-кварцевые жилы, а также минеральные образования, развивающиеся метасоматически по пегматитам на месторождениях, весьма схожи по составу с нигеритсодержащими породами из провинции Кабба в Нигерии, где был впервые обнаружен нигерит. Довольно близки также парагенетические ассоциации нигерита в месторождениях Нигерии и Сибири. К настоящему времени можно считать установленными парагенезис нигерита и в какой-то мере — условия, необходимые для его образования. Искусственное получение нигерита могло бы значительно дополнить наши представления о специфических условиях образования этого весьма редкого минерала. Структура нигерита требует дальнейшего изучения; с выявлением его структуры найдет свое отражение и вопрос, связанный с положением нигерита в системе  $\text{SnO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SnO}_2$ .

#### Литература

1. Белов Н.В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд-во АН СССР 1947.
2. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. Минерал. сборник. Львовского геолог. об-ва, 18, вып.4, 1964.
3. Бокий Г.Б., М.А.Порай-Кошиц. Практический курс рентгеноструктурного анализа. М., Изд-во МГУ, 1951.
4. Бутузов В.П. Применение синтеза Патерсона и Фурье к определению структуры кристаллов. Автореферат кандидат.дисс., М., 1943.
5. Гинзбург А.И., Назарова А.С., Сухомазова Л.Л. Нигерит из пегматитов Сибири. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып.9. М., 1961.
6. Кашаев А.А. О нигерите Восточного Саяна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Вост.Сибири, вып.5. 1959.
- 6а. Липсон Г., Кокрек В. Определение структуры кристаллов. Изд-во иностр.лит., 1956.

7. Минералы. Справочник, т.П, вып.3. М., "Наука", 1967.
8. Сухомазова Л.Л. Нигерит Восточного Саяна. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым, Вост.Сибири, вып.3. 1958.
9. Bannister F.A., Hey M.H., Stadler H.P. Nigerite, a new tin mineral.-Miner.Mag., v.28, No 198, 1947.
10. Jacobson R., Webb J.S. The occurrence of nigerite, a new tin mineral in quartz-sillimanite rocks from Nigeria.-Miner.Mag., v.28, No 197, 1947.

О НАХОДКЕ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГУМИТА В ЭКЗОКОНТАКТЕ УСОЛЬСКОГО  
ТРАПОВОГО СИЛЛА (юг Сибирской платформы)

Усольский траптовый силл был вскрыт многочисленными скважинами глубокого бурения в центральной и северо-восточной частях Иркутского амфитеатра. На дневную поверхность он не выходит. В долине р.Лены, где силл выклинивается, глубина залегания его около 2 км. В западном направлении силл погружается, переходя при этом из низов усольской свиты в мотскую свиту нижнего кембрия. Тангуйской и Братскими скважинами он вскрыт на глубине более 3 км, а далее на северо-запад, вследствие дальнейшего увеличения глубины его залегания, Усольский силл скважинами уже не вскрывается. Мощность силла изменяется от 20 до 200 м, в среднем около 100 м. Время внедрения траптовой магмы 190-205 млн. лет (8 определений калий-аргоновым методом).

В низах усольской свиты траптовый силл прорывает известково-доломитовые породы, содержащие прослойки каменной соли и незначительную примесь кремнезема и глинистого вещества. В контактово-метаморфизованных известково-доломитовых породах установлены следующие парагенезисы (в направлении от контакта во вмещающие породы): 1) шпинель - монтичеллит - форстерит, 2) шпинель - диопсид - хондродит - клиногумит, 3) шпинель - волластонит - норбергит, 4) шпинель - диопсид - форстерит - клиногумит, 5) шпинель - форстерит - клиногумит, 6) шпинель-брусит (периклаз) - форстерит - клиногумит, 7) тремолит-флюгопит - флюорит, 8) кварц - глинистое вещество - доломит - кальцит.

Новообразованные минералы составляют 1–30%, а на долю доломита и кальцита приходится 70–99%. Парагенезисы 2–6 могут меняться местами, а некоторые из них выпадают из разреза в той или иной скважине. При понижении температуры в экзоконтактовой зоне на высокотемпературную часть колонки (парагенезисы 2–6) метасоматическим путем накладываются волластонит, диопсид, андрадит, тремолит, флогопит, серпентин, тальк, кварц, самородная сера. Из минералов группы гумита в экзоконтакте Усольского силла были обнаружены норбергит, хондродит и клиногумит; гумит установить пока не удалось.

Норбергит был встречен только в одном образце в скв.6 (Ярактинская) на расстоянии 6 м от контакта с трапзовым силлом. В этой же скважине были обнаружены клиногумит (10–13 м от контакта) и хондродит (14 м от контакта). Норбергит образует очень мелкие (0,01 мм) короткопризматические кристаллики серого цвета с прямым погасанием, равномерно рассеянные в породе. Форма сечений кристаллов такая же, как и у форстерита;  $N_g = 1,590^*$ ;  $N_r = 1,567$ , угол оптических осей положительный средней величины (в коноскопе). Содержание норбергита в породе 0,4%. В смеси норбергита, талька и кварца, в которой было около 50% норбергита, было определено содержание фтора, которое оказалось равным 6,7%. Принадлежность минерала к норбергиту подтверждается порошковой рентгенограммой (табл.2).

Хондродит был обнаружен также в скв.6 (Усть-Кутская), где он наблюдается либо один, либо совместно с клиногумитом во многих образцах в верхнем (1–3 м от контакта) и нижнем (0,1 м от контакта) экзоконтактах трапзового силла. Хондродит наблюдается в мелких (до 0,1 мм) плохо ограниченных короткопризматических кристаллах, часто образующих двойники из нескольких индивидов. Цвет серый,  $N_g = 1,625$ ;  $N_r = 1,596$ ; угол оптических осей большой, положительный (в коноскопе). Содержание хондродита в породе изменяется от долей до 3%. Принадлежность минерала к хондродиту подтверждается порошковой рентгенограммой

\* Показатели преломления определялись в иммерсионных жидкостях в белом свете с точностью  $\pm 0,003$ .

(табл. 2). В табл. I приведен химический состав концентрата силикатов, полученного путем растворения породы в соляной кислоте (для удаления кальцита и доломита). Расчет полученных данных дает следующий состав концентрата: форстерит - 67,8%, хондрит ( $F:ON=2:1$ ) - 17,5%, серпентин - 5,9%, брусит - 4,6%, шпинель - 2,4%.

Клиногумит образует мелкие (до 0,1 мм) сероватые, иногда бесцветные короткопризматические кристаллы в сростках с плоскими ограничениями или единичные с хорошими ограничениями, и в этом случае он очень похож на форстерит, но имеет косое погасание. Он имеет большой положительный угол оптических осей (в коноскопе);  $N_g' = 1,653$ ;  $N_p' = 1,622$ . Принадлежность минерала к клиногумиту подтверждается порошковой рентгенограммой (табл. 2). В табл. I приведен химический анализ концентрата силикатов, полученного путем растворения породы в 10% HCl. Расчет полученных данных дает следующий состав концентрата: клиногумит ( $F:ON=1:1$ ) - 70%, тремолит - 13%, кремнеземистый каркас от полуразложившегося волластонита (?) - 17%.

Минералы группы гумита очень часто наблюдаются в магнетитовых скариях, развиваясь по форстериту в момент, предшествующий формированию известковых скариев; более часто встречаются клиногумит и хондрит, реже гумит и очень редко норбергит, свидетельствующий о весьма высоком потенциале фтора в процессе скарирования /1/. Находка норбергита, хондрита и клиногумита в карбонатных породах в экзоконтакте Усольского траппового щита представляет, с одной стороны, минералогический интерес, поскольку в экзоконтакте трапповых тел Сибирской платформы они не описаны, а с другой - требует выяснения роли фтора при формировании гипабиссальных трапповых интрузий, так как в составе ряда скариевых зон вблизи трапповых интрузий установлено развитие фторсодержащего везувиана /2,3/.

Минералы группы гумита и флюорит были обнаружены нами в верхнем и нижнем экзоконтактах траппового щита на расстоянии не более 15 м от контакта. На больших расстояниях (вплоть до 500 м) от траппового тела фтористые минералы в карбонатных породах обнаружить не удалось. Возникает предположение о том, что фтор привнесен из трапповой магмы. Однако спектральные оп-

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и интенсивности минералов  
группы гумита

| I  |       | I  |       | 2  |       | 2 |       | 3  |       |
|----|-------|----|-------|----|-------|---|-------|----|-------|
| I  | d(Å)  | I  | d(Å)  | I  | d(Å)  | I | d(Å)  | I  | d(Å)  |
| 2  | 6,20  | 4  | 1,528 | 2  | 7,35  | 3 | 1,566 | 5  | 5,00  |
| I  | 5,60  | 10 | 1,476 | 6  | 4,83  | 3 | 1,536 | 2  | 4,45  |
| 5  | 5,12  | 8  | 1,461 | 3ш | 3,87  | 3 | 1,498 | 3  | 3,86  |
| 5  | 4,37  | I  | 1,445 | 3  | 3,69  | 9 | 1,478 | 6  | 3,70  |
| 3  | 4,14  | I  | 1,424 | 3  | 3,54  | 2 | 1,447 | 6ш | 3,47  |
| I  | 3,67  | 4д | 1,401 | 3  | 3,45  | 3 | 1,429 | 4  | 3,22  |
| I  | 3,54  | 2  | 1,382 | 3  | 3,36  | 4 | 1,395 | 9  | 2,76  |
| 5д | 3,35  | 3  | 1,370 | I  | 3,12  | 5 | 1,341 | 4  | 2,60  |
| 4  | 3,22  | 2  | 1,358 | 6  | 3,01  | I | 1,275 | 6  | 2,54  |
| 10 | 3,06  | 2  | 1,348 | 7  | 2,75  | I | 1,240 | 6  | 2,51  |
| 2  | 2,76  | 8  | 1,335 | 3  | 2,69  | I | 1,218 | 3  | 2,40  |
| 9  | 2,64  | 3  | 1,322 | 3  | 2,65  | I | 1,211 | 3  | 2,36  |
| 6  | 2,46  | 2  | 1,297 | 4  | 2,60  | I | 1,199 | I  | 1,30  |
| 6  | 2,41  | 4  | 1,281 | 7  | 2,50  | 4 | 1,182 | 9  | 2,26  |
| 6  | 2,34  | 2  | 1,264 | 3  | 2,41  |   |       | 2  | 2,15  |
| 2  | 2,29  | 4  | 1,232 | 3  | 2,31  |   |       | 2  | 1,875 |
| Юд | 2,24  | 2  | 1,225 | 10 | 2,25  |   |       | 10 | 1,743 |
| I  | 2,186 | 3  | 1,199 | I  | 2,20  |   |       | 3  | 1,682 |
| 4  | 2,033 | 2  | 1,191 | 2  | 2,14  |   |       | 2  | 1,625 |
| 5  | 1,946 | 5  | 1,177 | I  | 2,10  |   |       | 2  | 1,612 |
| 4  | 1,841 | 2  | 1,169 | 2  | 2,02  |   |       | 3  | 1,537 |
| Юш | 1,728 | 3  | 1,162 | 2  | 1,875 |   |       | 3  | 1,490 |
| 3  | 1,699 | 4  | 1,147 | I  | 1,843 |   |       | 6  | 1,479 |
| 2  | 1,656 | 4  | 1,140 | I  | 1,792 |   |       | I  | 1,434 |
| 4  | 1,595 | 3  | 1,126 | 10 | 1,733 |   |       | 5  | 1,397 |
| 3  | 1,582 | 7  | 1,118 | 2  | 1,686 |   |       | 7  | 1,346 |
| I  | 1,546 | 5  | 1,106 | 3  | 1,609 |   |       | 4  | 1,318 |

Примечание: I - норбергит, обр.2529, скв.6 (Ярактинская), глуб. 2271,4м; 2 - хондрит, обр.2424, скв.6 (Усть-Кутская), глуб.2125,1; 3 - клиногумит, обр.2533, скв.6 (Ярактинская), глуб. 2275,0 м. Условия съемки: камера БСВ-2, FeK - излучение, 35 кв, 16 ма, 4 часа, D = 57,3 мм, d = 0,3 мм. Рентгеноструктурный кабинет ИЖК СО АН СССР, аналитик З.Ф.Ушаповская.

Таблица I

Химический состав остатков от растворения карбонатных пород в 10% HCl, содержащих минералы группы гумита

| Оксиды                         | 1     | 2     | Оксиды                        | 1     | 2      |
|--------------------------------|-------|-------|-------------------------------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38,20 | 49,15 | Na <sub>2</sub> O             | 0,33  | -      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,11  | 0,06  | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | 2,45  | 3,55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,69  | 0,14  | F                             | 1,20  | 2,10   |
| FeO                            | 1,62  | 0,52  | -O=F <sub>2</sub>             | 0,50  | 0,88   |
| MgO                            | 53,08 | 43,56 | Сумма                         | 98,18 | 100,01 |
| CaO                            | -     | 1,81  |                               |       |        |

1 - обр. 2425, скв. 6 (Усть-Кутская), глуб. 2125,1 м; 2 - обр. 2446, скв. 6 (Усть-Кутская), глуб. 2016 м. Анализы выполнены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР, аналитик Т.А. Лахно.

ределения показали наличие фтора в карбонатных породах, хотя и в незначительном количестве, за пределами экзоконтактных зон. Так что не исключена возможность активизации фтора вследствие внедрения во фторсодержащие карбонатные породы высокотемпературного графитового расплава.

#### Литература

1. Воробьев Ю.К. Некоторые особенности изоморфизма и генезиса минералов группы гумита. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 17, 1966.
2. Курбатов С.М. Везувианы из месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1946.
3. Юдина В.В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов. - В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., "Наука", 1965.

В.В. Залуцкий, Н.Т. Чулков

О СОСТАВЕ БИОТИТОВ ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ И НЕМАГМАТИЧЕСКИХ  
ГРАНИТОИДОВ НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Разработка минералогических критериев отличия гранитоидов магматического и немагматического генезиса является актуальной задачей, и в этом отношении биотиты представляют определенный интерес, благодаря широким вариациям состава.

В настоящей работе рассматриваются в основном составы биотитов обычных плутонических пород группы гранитоидов. Известно, что состав биотитов немагматических автохтонных гранитоидов прежде всего зависит от состава гранитизирующейся породы-субстрата, а интрузивных — от состава магмы и физико-химических условий ее кристаллизации. В случаях палингенеза на различных стадиях формирования гранитоидов влияние каждого из факторов будет различным. В метаморфическом процессе, как показывают исследования Г.М. Друговой и В.А. Глебовицкого /2/, А.А. Маракушева /II/ и С.П. Кориковского /7/, при увеличении температуры повышается титанистость биотитов и уменьшается их глиноземистость. А.Е. и Г. Энгели /I4/ нашли, что с повышением температуры при метаморфизме повышается магнезиальность биотитов. Однако и высокожелезистые биотиты не представляют редкости в породах гранулитовой фации /7/.

Если обратиться к породам магматического облика, то достаточно хорошо известно /I6/, что с повышением основности пород увеличивается магнезиальность биотитов.

Л.В. Дмитриев и др. /I/, а затем А.А. Маракушев и И.А. Тарарин /I0/, основываясь на работах Д.С. Коржинского /6/ и др.,

выявили важное влияние кислотности-щелочности среды на состав биотита. Они показали, что с увеличением щелочности понижается их глиноземистость и повышается общая железистость слюды.

Р.Горбачев /15/ пришел к выводу, что хотя биотиты магматических гранитов несколько обогащены железом по сравнению с гнейсами, все же по отношению  $Fe:Mg$  в биотитах нельзя судить о происхождении пород. Наконец, имеются работы, в которых делается попытка увязать особенности состава биотитов с генезисом содержащих их гранитоидов /8, 9, 12, 13 и др/.

Вряд ли может вызвать возражение утверждение, что правильная интерпретация влияния генезиса на состав слюд должна быть основана на всестороннем и тщательном изучении материнских гранитоидов, что, однако, выполняется не всегда. Большинство исследователей, перечисленных в списке литературы, основывается на концепции магматического (интрузивного) происхождения гранитоидов. Наш опыт изучения обширных территорий Байкальской горной области, ее громадных по размерам батолитов, приводит к выводу о том, что многие плутоны, обычно рассматриваемые как магматические и интрузивные, являются автохтонными. В формировании их, и в первую очередь в образовании биотита, имели место процессы перекристаллизации и метасоматического изменения в твердом состоянии. Это не только мигматиты и некоторые аляскинты витамканского комплекса, образовавшиеся в результате перекристаллизации кислых вулканитов и гипабиссальных тел гранитоидов кислого состава /3/. Очень велика роль наложенных процессов калишпатизации, наложенной перекристаллизации, изменивших состав слюд, что также далеко не всегда учитывается. Среди изученных гранитоидов выделены немагматические граниты и мигматиты, палингенные автохтонные и параавтохтонные, магматические интрузивные, регенерированные и перекристаллизованные гранитоиды.

Немагматические гранитоиды, включающие граниты, акериты, диориты и сиенито-диориты, образуют автохтонные тела нередко с нечеткими контактами, для которых обычны скиалиты и теневые мигматиты. Такими являются многие гнейсо-граниты и гнейсо-диориты мамско-оронского и баргузинского комплексов верхнего протерозоя. С немагматическими телами обычно тесно ассоциируют

частично перемещенные (параавтохтонные) реоморфические гранитоиды, выделяющиеся большей однородностью, но сохраняющие унаследованную от субстрата стратификацию (чередование биотитовых и амфиболовых гранитов, гранодиоритов, акеритов). В них часто наблюдаются пластично деформированные, но не разорванные ксенолитовые дайки аплитов и измененных лампрофиров и мощные реликтовые пласты кристаллических известняков. Такими являются участки сложного Тельмамского плутона и залегающий в нем Синский массив, обширные поля пород Ангаро-Мамаканского и Баргузинского батолитов, диоритоидные плутоны Западного Забайкалья (Заганский комплекс), включая Ощурковский апатитоносный плутон.

Подчеркнем, что и в составе комплексов палеозоя, представленных аляскитами, монцонитами, сиенитами, диоритами и рассматриваемых обычно в качестве примеров типичных интрузивных комплексов, по нашим наблюдениям, автохтонные фации и немагматические граниты, наряду с интрузивными, имеют широкое распространение. К автохтонным и немагматическим здесь отнесены некоторые аляскиты, образовавшиеся по кислым вулканитам, довольно обширные участки сиенитов и монцонитов, образовавшиеся в результате сиенитизации диоритов и плагиогнейсов верхнего протерозоя и содержащие реликтовые фрагменты последних. В них широко развиты в значительной степени перекристаллизованные небольшие тела аляскитов, сиенитов и гранитов, более ранние по отношению к автохтонным гранитам интрузивных фаз (Тарбагатайский, Курбинский, Бом-Горхонский плутоны).

Гранитоиды магматические образуют обычно четко секущие тела со всеми признаками внедрения и нередко активного воздействия на вмещающие породы с образованием куполов и диапиров. Это Кочектинский, Константиновский и Джегдокарский штоки в Мамском и Бодайбинском синклинориях, а также отдельные части плутонов батолитового типа, как правило, заключающие разновозрастные образования. Эти гранитоиды по составу близки к эвтектическим, местами представлены лейкократовыми и аляскитовыми разностями. К ним, в частности, относятся многие штоки мамско-оронского комплекса в мамском синклинории, сопровождаемые пегматитами.

Гранитоиды перекристаллизованные и регенерированные имеют достаточно широкое распространение в регионе, хотя они оказались менее всего освещенными в литературе. Это обычно древние, докембрийские и нижнепалеозойские граниты, испытавшие перекристаллизацию и калиевый метасоматоз в более поздние эпохи и выделяющиеся достаточно отчетливо структурами перекристаллизации, постоянным присутствием минералов двух-трех генераций и эпидота. В этом отношении очень показательны Тельмамский и Тарбагатайский плутоны, в которых явления перекристаллизации и регенерации гранитоидов сопровождались метаморфической дифференциацией и появлением гнезд и прожилков магнетит-биотитового состава, часто локализованных у контактов с ксенолитовыми дайками аплитов.

Анализируя данные таблицы и рис. I, нетрудно заметить следующие особенности состава рассматриваемых биотитов.

Биотиты немагматических и магматических гранитов отличаются лишь по общей железистости: биотиты второй группы более железисты ( $f > 50\%$ ).

На диаграмме рис. 2 биотиты из гранитоидов различных генетических типов попадают почти во все поля щелочности /IO/. В качестве примера регенерированных гранитов показателен Синьский массив в Тельмамском плутоне, анализы вторичных биотитов которого приведены в таблице (ан. от 993 до 523) Сравнивая их с анализом раннего, не перекристаллизованного гранита (ан. 3016), можно отметить некоторое обеднение биотитов титаном и железом. Предполагается, что это связано с образованием вторичных сфена и магнетита, местами слагающих в перекристаллизованных гранитах совместно с биотитами гнезда и прожилки, сингенетичные регенерированному граниту.

Нам остается объяснить полученные эмпирические данные по составу биотитов из гранитоидов, а именно то обстоятельство, что биотиты магматических гранитов оказываются более железистыми, а иногда (для редкометальных гранитов) и более глиноземистыми.

Достаточно высокая глиноземистость биотитов из магматических гранитоидов, как это следует из работы /IO/, свидетельствует о высоком потенциале воды в кристаллизующихся расплавах,

Таблица

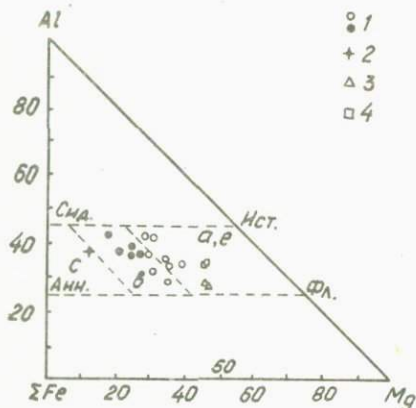
Химические анализы смолтов из гранитоидов Байкальской горной области

| № образца | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | F    | Сумма<br>полного<br>анализа | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Mg*   | Прокс. |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-----------------------------|-------------------------------|-------|--------|
| 673       | 37,96            | 3,44             | 16,34                          | 5,15                           | 16,16 | 0,39 | 7,75  | 0,44 | 0,45              | 9,51             | 1,27                          | 0,14 | 99,00                       | 57                            | 1,655 | М.     |
| 627       | 33,10            | 3,22             | 15,82                          | 7,76                           | 18,31 | 0,52 | 7,12  | 1,31 | 1,76              | 5,66             | 3,90                          | 0,40 | 99,68                       | 63                            | 1,660 | М.     |
| 561       | 39,49            | 2,30             | 13,48                          | 0,91                           | 16,92 | 0,23 | 9,28  | 0,08 | 0,30              | 8,27             | 3,90                          | -    | 99,00                       | 52                            | 1,651 | Н.М.   |
| 3016      | 35,30            | 3,42             | 17,19                          | 1,87                           | 21,54 | 0,44 | 6,11  | 1,05 | 0,61              | 9,39             | 1,89                          | 0,20 | 99,66                       | 55                            | 1,657 | М.     |
| 936       | 36,12            | 1,90             | 14,98                          | -                              | 21,08 | -    | 9,41  | 0,68 | 0,24              | 9,24             | 4,00                          | -    | 99,25                       | 52                            | 1,652 | Н.М.Р  |
| 657       | -                | 1,87             | -                              | 5,76                           | 14,22 | -    | 7,44  | -    | -                 | -                | -                             | -    | -                           | 56                            | 1,648 | Н.М.Р  |
| 658       | -                | 1,21             | -                              | 7,47                           | 12,26 | -    | 7,84  | -    | -                 | -                | -                             | -    | -                           | 52                            | 1,646 | Н.М.Р  |
| 659       | -                | 0,76             | -                              | 4,32                           | 12,77 | -    | 9,55  | -    | -                 | -                | -                             | -    | -                           | 16                            | 1,640 | Н.М.Р  |
| 623       | 38,60            | 2,31             | 17,50                          | 5,14                           | 11,89 | 0,14 | 10,40 | 0,54 | 0,70              | 8,50             | 3,88                          | -    | 99,60                       | 47                            | 1,642 | Н.М.   |
| 640       | -                | 2,28             | -                              | 4,89                           | 12,41 | -    | 9,57  | -    | -                 | -                | -                             | -    | -                           | 49                            | 1,648 | Н.М.   |
| 655       | -                | 1,33             | -                              | 4,46                           | 13,22 | -    | 10,96 | -    | -                 | -                | -                             | -    | -                           | 44                            | 1,640 | Н.М.   |
| 76        | 34,38            | 1,05             | 15,90                          | 6,59                           | 18,08 | 0,83 | 7,91  | 0,79 | 0,16              | 8,66             | -                             | -    | -                           | 59                            | -     | М.     |
| 667       | 37,72            | 1,53             | 14,94                          | 3,85                           | 18,10 | 0,25 | 8,97  | 1,57 | 0,59              | 7,63             | -                             | -    | -                           | 55                            | 1,655 | М.     |
| 1011      | -                | -                | -                              | 5,32                           | 21,00 | -    | 7,45  | -    | -                 | -                | -                             | -    | -                           | 63                            | 1,660 | М.     |
| 2114      | 40,60            | 2,08             | 14,68                          | 5,26                           | 12,03 | 0,13 | 10,99 | 1,19 | 0,69              | 8,69             | 3,12                          | -    | 99,38                       | 46                            | 1,634 | Н.М.   |
| 21        | 36,70            | 4,60             | 15,81                          | 2,74                           | 10,97 | 0,10 | 17,50 | 0,28 | 0,50              | 7,50             | 2,30                          | -    | 99,00                       | 33                            | 1,636 | Н.М.   |
| 22        | 36,56            | 5,40             | 15,27                          | 2,74                           | 12,64 | 0,16 | 16,50 | 0,28 | 0,40              | 7,50             | 2,20                          | -    | 99,65                       | 32                            | 1,636 | Н.М.   |
| 001       | 36,84            | 3,78             | 12,84                          | 6,12                           | 13,87 | 0,74 | 13,87 | 1,37 | 0,50              | 6,62             | 1,33                          | 0,88 | 99,09                       | 46                            | 1,638 | Н.М.   |
| 410       | 36,78            | 4,13             | 11,11                          | 8,12                           | 9,26  | 0,46 | 14,70 | 1,17 | 0,13              | 9,75             | -                             | -    | -                           | 37                            | 1,634 | Н.М.   |
| 411       | 35,75            | 3,86             | 12,96                          | 4,74                           | 13,29 | 0,50 | 14,91 | 0,88 | 0,07              | 9,86             | -                             | -    | -                           | 40                            | 1,636 | Н.М.   |

Примечания: 1873 - смолтовый гнейсогранит, Кочектанский шток в Мамском районе, 627 - дика гнейсогранита, р.Витим, ниже пос. Неро; 561 - магматизированный гнейс, р.Мамаял; 3016 - одородный смолтовый гранит среднезернистый, р.Мамаял, ниже устья р.Домита; 936 - из смолт-магнетитового прожилка, в мелкозернистом розовом граните, р.Сяня, Тельмакский плутон; 657 - розовый мелкозернистый гранит, р.Сяня; 658 - то же, там же; 659 - серый смолтовый гранит, там же; 623 - гнейсогранит порфирослабчатый, водораздел р.р. Нерушка - Неро, Тельмакский плутон; 640 - амфиболовый гранит, р.Пронжа; 655 - то же, р.Сяня; 76 - смолтовый одородный гранит. Дигдокарский плутон (данные А.А.Александрова); 667 - Брягунский плутон, смолтовый одородный среднезернистый гранит; 1011 - то же, там же; 2114 - Верхнеамаянский плутон, р.Пр.Мам, ниже р.Янц, порфирослабчатый смолтовый гранит; 21,22 - Смолтовые диориты Омурковского месторождения, данные Л.Н.Костромной; 001 - шорфиромагнетический гранит, богатый крупными смолтами; вольтрамное месторождение Бом-Гурзон; 410 - скопление смолты на контакте смолты с реликтовой крупной макросмолты, Узал-Тенская плутон, 25 км восточнее на Тарбагатай. 411 - смолт-розовый, здесь же. Анализы 1873, 627, 561, 001, 410, 411 выполнены в Институте геологии СО АН СССР, анализы В.К.Калтуева и Г.С.Горшачева; 21,22 - в Центральной лаборатории Бурятского геологического управления, остальные в Центральной лаборатории Иркутского геологического управления, анализы Э.И.Ермакова.

Принятие сокращений для графы 18 (происхождение гранитоидов): М - магнетическое, Н.М. - немагнетическое, Н.М.Р - немагнетическое, с регенерацией и перекристаллизацией.

Рис. I Диаграмма составов биотитов из гранитоидов различных генетических типов Северного и Западного Забайкалья.



I - граниты немагматические (знаки с просветом) и магматические (черные значки), 2 - аляскинты, 3 - сиениты, 4 - диориты.

Выделенные поля составов биотитов из гранитоидов: а - немагматических и реоморфических, б - магматических, с - магматических повышенной щелочности, е - перекристаллизованных и регенерированных.

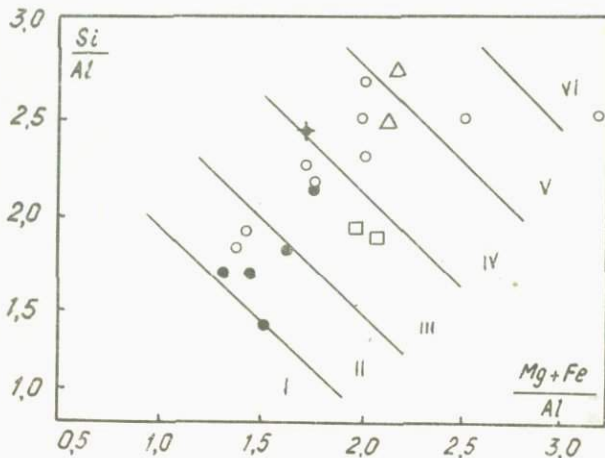


Рис. 2 Составы биотитов (табл.) на диаграмме А.А. Маракушева и И.А. Тарарина /Ю/. Обозначения см. на рис. I.

и это хорошо увязывается с геологическими данными. Подавляющая часть магматических гранитоидов в отличие от немагматических, как мы уже отмечали на примере Забайкалья /3/, являются рудоносными. Теперь хорошо известно, что металлоносность гранитоидных магм связана прежде всего с повышенным содержанием в них летучих компонентов и, главным образом, воды и фтора, что подтверждается прямыми определениями фтора в редкометалльных гранитах /5/.

И.С.Усенко /13/ отмечает прямую корреляционную связь между общей железистостью биотитов и содержанием в них фтора, что хорошо видно на примере редкометалльных гранитов. Не обсуждая здесь роль фтора в кристаллохимии биотитов, мы обращаем внимание на одно весьма важное обстоятельство, имеющее отношение к железистости биотитов. Высокое содержание воды и фтора в гранитных расплавах в период их кристаллизации могло обусловить высокое внутреннее давление и соответственно настолько понизить температуру кристаллизации в мезоабиссальных условиях, что она могла быть даже ниже, чем температура формирования мезоабиссальных немагматических гранитов, бедных летучими, а это в свою очередь должно сказаться на железистости железо-магнезиальных минералов магматических гранитоидов в сторону ее увеличения.

Таким образом, представляется наиболее обоснованным увязать повышенную железистость биотитов магматических гранитов с повышенным содержанием летучих компонентов в них (и соответственно с пониженной температурой их кристаллизации), а составы биотитов немагматических гранитов — с составом исходного субстрата. Следует считать закономерностью, что автохтонные плутоны в древних эвгеосинклинальных толщах, богатых средними и основными вулканитами (Карелия, Урал, Забайкалье), выделяются сравнительно высокомагнезиальными и высокотитанистыми биотитами.

Наконец, достаточно велика роль наложенных процессов перекристаллизации и регенерации гранитоидов (без щелочного метасоматоза), благодаря которым новообразованный биотит, как правило, менее железист, содержит меньше титана, а по данным Е.П.Калинина и Б.А.Голдияна /4/ обедняется и микроэлементами.

## Литература

1. Дмитриев Л.В., Котина Р.П., Моисеева А.П. Особенности изменения состава биотитов и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива (Центральный Казахстан) – *Геохимия*, 1962, № 3.
2. Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. – В кн.: *Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР*. М., "Наука", 1965.
3. Залуцкий В.В. Плутоногенез батолитовых формаций и потенциальная рудоносность гранитоидов на примере Северного и Западного Забайкалья. – В кн.: *Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов*. Иркутск, 1971.
4. Калинин Е.П., Голдин Б.А. Некоторые закономерности физико-химических свойств биотитов из гранитоидов Приполярного Урала и связь их с генезисом и химизмом пород. – В кн.: *Минералогия и петрография Северного Урала и Тимана*. Сыктывкар, 1967.
5. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Владыкин Н.В. Химический состав минералов из редкометалльных гранитов МНР. – В кн.: *Редкометалльные гранитоиды Монголии*. М., "Наука", 1971.
6. Коржинский Д.С. Кислотность–щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. – В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. Тр. 2 - Всесоюз. петрограф. совещания. Госгеолтехиздат, 1960.
7. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано–Становой зоны. М., "Наука", 1967.
8. Краснова В.Н. О составе амфиболов и биотитов из метаморфических и магматических пород Орского Зауралья. – В кн.: *Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья*, вып. 4. Саратов, 1969.
9. Лобач-Жученко С.Б., Яскевич Н.И., О составе биотитов из гранитов Юго-Западной Карелии как одним из критериев генезиса гранитов. – *Изв. АН СССР, сер. геол.* № 6, 1966.
10. Маракушев В.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. – *Изв. АН СССР, сер. геол.* № 3, 1965.

11. Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залищак Б.Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., "Наука", 1966.
12. Седова И.С., Дук Г.Г. Особенности состава биотитов гранитоидов южного обрамления Алданского щита.-Зап.Всесоюз.минерал. о-ва, часть 99, вып.4, 1970.
13. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.Н. Об унаследованном характере состава биотитов гранитоидов и его петрогенетическом значении. - Геологический журнал, № 4, 1971.
14. Engel A.E. and Engel G. Progressive metamorphism and granulitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains.-
15. Gorbatshev R. Biotites in granites, biotites in gneisses, and the status of biotite as a one-mineral environment indicator.-Bull.Geol.Soc.Finlande, 1970, N 42.
16. Heinrich E.W. Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series.-Amer.Journ.Sci., v.224, No 12, 1946.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТИЕВЫХ СЛЮД ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ  
АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ, КАЗАХСТАНА  
И СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Литиевые слюды широко распространены в редкометалльных альбитизированных гранитах и ассоциирующихся с ними кварцево-кальциевых метасоматитах и грейзенах /I, II, I2, I5/. К альбитизированным гранитам нами относятся альбитовые граниты, в эволюции состава которых в раннюю послемагматическую (позднематематическую, по мнению сторонников магматической гипотезы) стадию устанавливается тенденция к образованию существенно альбитовых пород и альбититов /7,8, I0/.

Главные особенности состава и акцессорной минерализации метасоматитов в таких гранитах определяются широким проявлением в них процессов альбитизации и следующих за нею кварцево-кальциевого замещения и грейзенизации.

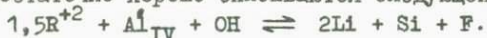
Широта распространения, большая изменчивость состава и его закономерная связь с характером акцессорной минерализации при сравнительной "простоте" минерального состава альбитизированных гранитов ставят слюды в число минералов, наиболее информативных для парагенетического анализа и генетических классификаций апогранитных метасоматитов /I,2,7,8/.

В настоящей статье рассматривается химический состав литиевых слюд известных в СССР парагенетических типов альбитизированных гранитов на основе новых (таблица) и приведенных в работах /6,9, II, I3, I5, I6, I7/ анализов. В качестве условной границы литийсодержащих и литиевых слюд взято 6 - процентное

содержание  $Li$  на диаграмме рис. I, отвечающее приблизительно 10-процентному содержанию "лепидолитового" компонента в мусковите или сидерофиллите. Номенклатура соответствует принятой в работе /II/. При построении диаграмм химические анализы предварительно пересчитывались на формульную единицу слюды  $XU_2-3Z_4O_{10}(OH,F)_2$  по методу /26/.

**Химический состав.** В парагенезисах массивов альбитизированных гранитов встречается большинство известных разновидностей литиевых слюд (рис. I, таблица). Как уже отмечалось /II/, состав слюд изменяется в гораздо более широких пределах, чем это можно предполагать, исходя из данных более ранних обобщающих работ /4, 5, 20/; значительно шире распространены слюды промежуточного состава, а границы между отдельными видами и разновидностями слюд носят подчас условный характер. В связи с этим особенности состава слюд целесообразно рассмотреть по основным сериям, которые намечаются при изучении естественной эволюции их химического состава в природе: 1) биотит - лепидолит; 2) мусковит - лепидолит; 3) фенгит-мусковит - протолиитонит - циннвальдит, 4) протолиитонит - литиевый аннит.

I. Слюды серии биотит-лепидолит образуют непрерывный ряд составов, в котором по содержанию лития выделяются литийсодержащие биотиты (сидерофеллиты-лепидомеланы), литиевые биотиты (протолиитониты), циннвальдиты, железистые лепидолиты и лепидолиты (рис. I). Основные взаимоотношения между катионами в ряду протолиитонит-лепидолит, как это следует из диаграмм рис. I, 2, 3, достаточно хорошо описываются следующей схемой:



В соответствии с этой схемой от протолиитонита к лепидолиту происходит общее увеличение заполнения октаэдрических позиций ( $Y$ ) /20, II/. В целом для серии железо является преобладающим двухвалентным катионом, и отмеченное выше замещение  $1,5R^{+2}$  на  $2Li$  осуществляется главным образом за его счет. Содержания  $Mg$  и  $Mn$  изменяются в пределах 0,03-0,28 ( $Mg$ ) и 0,0-0,20 ( $Mn$ ) на формульную единицу, не обнаруживая при этом сколько-нибудь заметной закономерности. В среднем на формульную единицу приходится около 0,1  $Mg$  и 0,05  $Mn$ . При сопоставлении слюд этой серии из массивов отдельных парагенетических

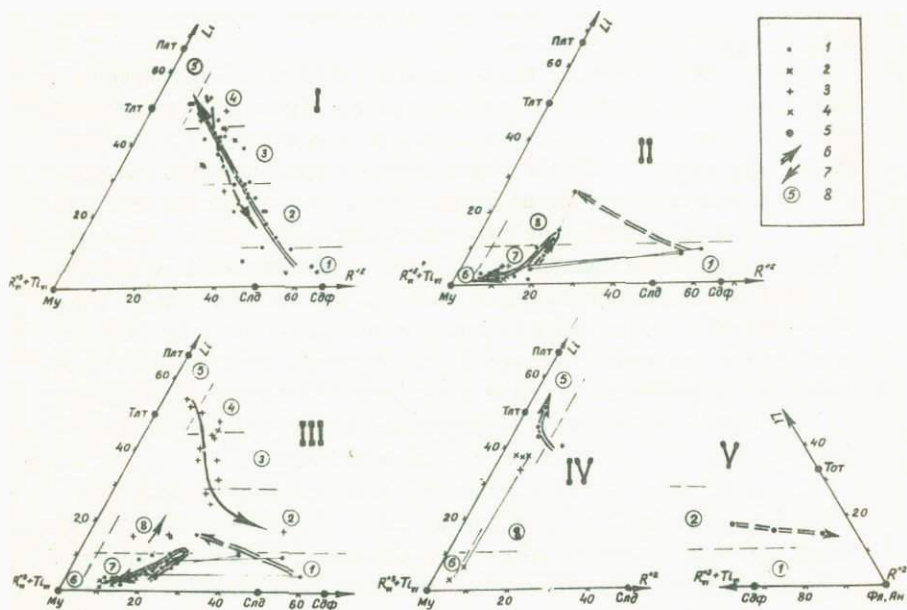


Рис. I Эволюция химического состава слюд в массивах альбитизированных гранитов различных парагенетических типов. I - лепидолит-биотитовый тип, II - мусковитовый, III - мусковит-лепидолитовый, IV - амфибонит-лепидолитовый, V - биотитовый. I - слюды парагенезисов ранней стадии (альбитизации); 2 - слюды экзогрейзенов; 3 - слюды из парагенезисов стадии кварцево-калишпатового метасоматизма; 4 - слюды из поздних грейзенов, 5 - миналы слюд: Плт - полимитионит, Тлт - трилитионит, Му - мусковит. Слд - селадонит, Сдр - сидерофиллит, Фл - флогопит, Ан-аннит, Тот - тойниолит; 6 - направление эволюции состава слюд в раннюю стадию; 7 - то же в стадию кварцево-калишпатового метасоматизма; 8 - поля разновидности слюд /II/.

типов между ними обнаружены определенные различия в содержаниях двухвалентных катионов, которые обсуждаются в следующем разделе.

С возрастанием содержания лития в слюдах серии происходит общее увеличение содержаний Rb (от 0,01-0,03 на формульную единицу литийсодержащих биотитов и протолитионитов до 0,03 - 0,08 - в лепидолятах) и Cs (от 0,00 до 0,01). Значительные пределы колебаний содержания Rb в каждой из разновидностей, как отмечалось нами ранее /7, 12/, во многом обусловлены изменением кислотности-щелочности послемагматических растворов.

При переходе от литийсодержащего биотита к циннвальдиту примерно в 3 раза (возможно, больше) снижается доля трехвалентного железа среди октаэдрических катионов слюды, составляя в дальнейшем 0,01-0,15 (в среднем, около 0,06), а также резко снижается содержание титана.

Любопытно отметить, что в отдельных образцах циннвальдитов обнаружены высокие содержания Zn (до 0,7% и более). Это наблюдение требует дальнейшей проверки и подтверждения.

Судя по наличию в этой серии, наряду со слюдами III, образцов со структурой 3T /5, 19, 24 и др./, а также сужению полей составов слюд из более низкотемпературных парагенезисов /II/, пределы изоморфной смесимости в серии меняются, и в определенных условиях она очевидно претерпевает разрывы.

2. Серия высокоглиноземистых слюд лепидолит-мусковит. Данные по химическому составу слюд этой серии из альбитизированных гранитов приводятся впервые (таблица).

Изменение соотношений основных катионных групп в рассматриваемых высокоглиноземистых литиевых слюдах в первом приближении может быть дано в виде уравнения:  $2R_{VI}^{+3} + R_{IV}^{+3} + OH \rightleftharpoons 5Li + Si + F$ .

На формульную единицу этих слюд в среднем приходится также 0,01 Mg, 0,04-0,05 Mn, 0,07 Fe<sup>+2</sup> и 0,06 Fe<sup>+3</sup>.

В грейзеновых парагенезисах изученного массива лепидолит ассоциирует с литийсодержащим мусковитом (рис. I-IV). Следовательно, разрыв смесимости в серии при T-P-условиях грейзенизации значительно возрастает, по сравнению с установленным для литиевых слюд из пегматитов /22/, причем главным образом за счет сужения поля литиевых мусковитов.

Углеродный состав сланца

Таблица

| Тип массива                   |                                | II         |        |        |        |        |        |        |        |        |        | I          |        |        |        |        |        |        |       |  |  |
|-------------------------------|--------------------------------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--|--|
| Район                         |                                | Забайкалье |        |        |        |        |        |        |        |        |        | Забайкалье |        |        |        |        |        |        |       |  |  |
| Город                         |                                | I-б        |        | II     |        |        | II     |        |        |        |        | I-б        |        | I-а    |        |        | I-а    |        |       |  |  |
| Разновидность                 |                                | 7          | 5      | 3      | 3      | 5      | 4      | 3      | 2      | 2      | 2      | 3          | 4      | 4      | 4      | 4      | 4      | 4      | 4     |  |  |
| № образцов                    |                                | A-120      | П-127  | 523    | 519    | 517-20 | П-204  | П-416  | П-366  | П-336А | П-344  | П-272      | П-264  | П-260  | П-252  | П-244  | П-230  | П-294  | П-300 |  |  |
| Компоненты                    | SiO <sub>2</sub>               | 48,80      | 43,58  | 48,80  | 47,20  | 45,42  | 53,32  | 49,98  | 49,98  | 47,44  | 38,80  | 43,52      | 44,50  | 48,18  | 48,44  | 48,52  | 50,66  | 51,58  | 49,10 |  |  |
|                               | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,40       | 0,34   | 0,32   | 0,36   | 0,66   | 0,09   | сл.    | сл.    | сл.    | 0,50   | 0,33       | 0,29   | 0,02   | 0,10   | 0,09   | 0,03   | 0,25   | 0,03  |  |  |
|                               | FeO                            | 28,56      | 19,54  | 21,40  | 20,90  | 24,94  | 19,36  | 19,80  | 20,38  | 22,76  | 21,05  | 20,52      | 17,33  | 17,70  | 19,36  | 19,85  | 17,16  | 17,84  | 16,71 |  |  |
|                               | MgO                            | 2,05       | 2,09   | 2,06   | 2,43   | 2,03   | 0,33   | 1,10   | 2,01   | 0,04   | 4,06   | 0,61       | 1,81   | 2,29   | 2,82   | 0,67   | 2,36   | 0,54   | 2,36  |  |  |
|                               | CaO                            | 4,28       | 1,23   | 1,43   | 2,86   | 4,32   | 1,17   | 1,58   | 2,81   | 5,27   | 18,42  | 14,05      | 10,18  | 6,33   | 6,78   | 8,31   | 2,11   | 4,42   | 3,59  |  |  |
|                               | MnO                            | 0,28       | 1,78   | 2,65   | 3,80   | 0,76   | 0,92   | 2,45   | 2,78   | 1,68   | 0,35   | 0,67       | 0,77   | 0,90   | 0,07   | 0,07   | 0,85   | 0,06   | 1,06  |  |  |
|                               | Na <sub>2</sub> O              | 0,92       | 1,66   | 2,50   | 2,63   | 3,64   | 1,46   | 2,82   | 2,76   | 1,75   | 0,30   | 0,67       | 1,07   | 1,37   | 0,82   | 1,05   | 1,05   | 1,64   | 1,16  |  |  |
|                               | K <sub>2</sub> O               | 0,42       | 0,31   | 0,31   | 0,65   | 0,19   | 0,40   | 0,23   | 0,20   | 0,22   | 1,16   | 0,22       | 0,30   | 0,47   | 0,36   | 0,30   | 0,61   | 0,27   | 0,27  |  |  |
|                               | Na <sub>2</sub> P              | 0,19       | 0,30   | 0,36   | 0,38   | 0,30   | 0,34   | 0,31   | 0,44   | 0,33   | 0,23   | 0,31       | 0,34   | 0,63   | 0,27   | 0,28   | 0,41   | 0,39   | 0,30  |  |  |
|                               | K <sub>2</sub> P               | 10,95      | 9,87   | 9,73   | 10,11  | 10,10  | 9,99   | 9,93   | 9,75   | 9,75   | 9,27   | 9,54       | 9,87   | 9,63   | 9,87   | 9,63   | 9,63   | 9,40   | 10,01 |  |  |
|                               | H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> | 0,45       | 1,47   | 1,77   | 1,41   | 0,70   | 1,23   | 1,18   | 0,80   | 0,66   | 0,42   | 0,55       | 0,95   | 0,95   | 1,07   | 1,20   | 1,41   | 1,13   | 1,11  |  |  |
|                               | Li <sub>2</sub> O              | 0,82       | 5,37   | 4,68   | 3,06   | 2,36   | 5,40   | 5,22   | 3,74   | 2,54   | 0,92   | 2,39       | 3,66   | 4,52   | 4,08   | 4,08   | 5,16   | 4,84   | 5,54  |  |  |
|                               | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,04       | 0,42   | 0,03   | 0,03   | 0,05   | 0,03   | 0,03   | 0,02   | 0,02   | 0,04   | 0,04       | 0,03   | 0,02   | 0,03   | 0,02   | 0,03   | 0,03   | 0,03  |  |  |
|                               | F                              | 1,05       | 4,65   | 4,40   | 4,40   | 3,95   | 6,30   | 3,60   | 3,80   | 5,50   | 3,40   | 4,00       | 5,80   | 4,80   | 7,40   | 6,00   | 7,60   | 7,80   | 5,50  |  |  |
| K <sub>2</sub> O*             | 3,38                           | 2,85       | 1,65   | 1,61   | 1,96   | 2,70   | 2,67   | 2,41   | 3,86   | 2,70   | 2,50   | 5,00       | 3,78   | 2,40   | 2,26   | 3,28   | 3,40   | 5,08   |       |  |  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,20                           | 0,02       | 0,08   | 0,04   | 0,28   | 0,10   | 0,06   | 0,08   | 0,08   | 0,20   | 0,50   | 0,08       | 0,06   | 0,16   | 0,12   | 0,08   | 0,12   | 0,06   |       |  |  |
| Σ                             | 99,79                          | 101,48     | 102,17 | 101,86 | 101,66 | 103,14 | 100,96 | 101,98 | 101,88 | 100,89 | 101,36 | 101,90     | 101,48 | 103,54 | 102,52 | 102,94 | 104,25 | 101,91 |       |  |  |
| -OeP                          | 0,44                           | 1,96       | 1,85   | 1,85   | 1,66   | 2,65   | 1,51   | 1,60   | 2,31   | 1,43   | 1,68   | 2,44       | 2,02   | 3,11   | 2,52   | 3,19   | 3,28   | 2,31   |       |  |  |
| Σ                             | 99,35                          | 99,52      | 100,32 | 100,01 | 100,00 | 100,49 | 99,45  | 100,38 | 99,57  | 99,46  | 99,68  | 99,46      | 99,46  | 100,43 | 100,00 | 99,75  | 100,97 | 99,60  |       |  |  |

\* Цифровые обозначения см. на рис. I. ■ I<sup>a</sup> - интенсивно альбитизированные граниты, I<sup>б</sup> - альбитизированные граниты, I<sup>в</sup> - слабоизмененный аллит, I-3 - виолиты.

Таблица (продолжение - I)

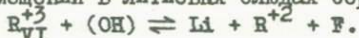
| Тип массива*   |                                  | I          |        |       |        |        |        |           |        |        |        |        |       |
|----------------|----------------------------------|------------|--------|-------|--------|--------|--------|-----------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Район          |                                  | Забайкалье |        |       |        |        |        | Казахстан |        |        |        |        |       |
| Морода**       |                                  | I-г        |        | II    |        | I-а    |        | I-б       |        | II     |        |        |       |
| Разновидность* |                                  | 4          | 3-4    | 4     | 1      | 2      | 2      | 2         | 2      | 3      | 2      | 2      | 2     |
| № образцов     |                                  | 3-437      | 3-436  | 3-438 | 4-20   | 4-3I   | 4-37   | 4-30      | 4-29   | 4-27   | 4-25   | 4-28   | 4-26  |
| Компоненты     | SiO <sub>2</sub>                 | 49,72      | 47,8I  | 48,88 | 33,68  | 38,27  | 42,24  | 41,87     | 42,96  | 43,06  | 43,64  | 42,99  | 42,00 |
|                | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | сл.        | сл.    | 0,20  | 1,16   | 0,83   | 0,68   | 0,21      | 0,38   | 0,17   | 0,20   | 0,21   | 0,28  |
|                | Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> | 18,35      | 18,5I  | 17,43 | 15,38  | 20,27  | 20,88  | 22,80     | 20,88  | 21,54  | 21,76  | 20,63  | 21,57 |
|                | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 2,56       | 2,06   | 1,16  | 12,86  | 4,6I   | 1,2I   | 3,60      | 2,38   | 1,53   | 0,14   | 6,30   | 2,70  |
|                | FeO                              | 3,5I       | 4,56   | 5,90  | 20,37  | 17,96  | 13,52  | 13,28     | 12,11  | 11,49  | 13,17  | 9,46   | 14,50 |
|                | MnO                              | 0,77       | 0,92   | 0,33  | 0,47   | 1,80   | 0,87   | 1,80      | 0,90   | 1,42   | 1,31   | 1,74   | 1,62  |
|                | MgO                              | 3,65       | 2,00   | 2,20  | 0,74   | 0,33   | 2,18   | 0,26      | 1,68   | 0,46   | 2,06   | 0,50   | 0,38  |
|                | CaO                              | 0,62       | 0,27   | 0,25  | 0,70   | 0,47   | 1,40   | 0,23      | 1,17   | 0,95   | 0,93   | 0,87   | 0,87  |
|                | Na <sub>2</sub> O                | 0,05       | 0,03   | 0,16  | 0,72   | 0,27   | 0,49   | 0,46      | 0,55   | 0,22   | 0,47   | 0,36   | 0,27  |
|                | K <sub>2</sub> O                 | 9,63       | 10,60  | 10,60 | 8,70   | 9,53   | 9,39   | 9,15      | 9,27   | 9,39   | 9,27   | 9,99   | 9,73  |
|                | Rb <sub>2</sub> O                | 0,56       | 0,72   | 0,78  | 0,10   | 0,36   | 0,50   | 0,56      | 0,55   | 0,66   | 0,70   | 0,67   | 0,54  |
|                | Li <sub>2</sub> O                | 3,12       | 4,77   | 5,37  | 0,92   | 1,20   | 1,89   | 1,93      | 2,30   | 2,94   | 2,75   | 2,36   | 1,73  |
|                | Св <sub>2</sub> O                | 0,02       | 0,02   | 0,02  | 0,04   | 0,07   | 0,07   | 0,07      | 0,06   | 0,08   | 0,04   | 0,05   | 0,04  |
|                | F                                | 3,70       | 5,80   | 3,90  | 0,96   | 3,80   | 5,80   | 4,70      | 6,50   | 6,40   | 2,70   | 6,60   | 5,32  |
|                | H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>    | 4,31       | 3,74   | 3,41  | 3,50   | 1,20   | 1,35   | 1,20      | 1,50   | 2,45   | 2,50   | 1,70   | 1,40  |
|                | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,06       | 0,06   | 0,12  | 0,11   | 0,25   | 0,40   | 0,27      | 0,23   | 0,23   | 0,25   | 0,34   | 0,53  |
| ZnO            | -                                | -          | -      | -     | 0,31   | -      | -      | -         | -      | -      | -      | -      | -     |
| Σ              | 103,63                           | 101,87     | 100,69 | 99,80 | 101,53 | 102,87 | 102,39 | 103,42    | 102,99 | 101,49 | 104,77 | 102,88 |       |
| -O≡F           | 3,82                             | 2,44       | 1,64   | 0,40  | 1,60   | 2,43   | 1,97   | 2,73      | 2,68   | 0,96   | 2,78   | 2,23   |       |
| Σ              | 99,79                            | 99,43      | 99,05  | 99,40 | 99,93  | 100,44 | 100,42 | 100,69    | 100,31 | 100,53 | 101,99 | 100,65 |       |

II - кварцево-кальциевые зоны и жилы; III - поздние грейзены.

Таблица (продолжение- 2)

| Тип массива*    |                                | у         |        |        | IV                 |        |        |       |        |        |        |        |         |       |
|-----------------|--------------------------------|-----------|--------|--------|--------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|-------|
| Район           |                                | Казахстан |        |        | Северо-Восток СССР |        |        |       |        |        |        |        |         |       |
| Порода**        |                                | I-в       | I-б    | I-б    | I-б                |        |        | I-а   | II     | III    |        |        |         |       |
| Разновидность** |                                | 2         | 2      | 2      | 3                  | 5      | 5      | 5     | 5      | 5      | 5      | 5      | 6       | 6     |
| № образцов      |                                | 3-40      | 3-94   | 3-3    | 328                | 232    | 25I    | 235   | Я-13   | Я-1-1  | Я-2    | Я-2-1  | Я-2-III | Я-16  |
| Компоненты      | SiO <sub>2</sub>               | 43,04     | 40,6I  | 4I,9I  | 47,47              | 47,45  | 48,66  | 5I,16 | 49,89  | 48,97  | 48,52  | 49,90  | 49,43   | 46,29 |
|                 | TiO <sub>2</sub>               | I,80      | I,42   | 0,92   | 0,08               | 0,02   | сл.    | 0,06  | 0,00   | 0,05   | 0,02   | 0,06   | 0,05    | 0,05  |
|                 | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | I4,30     | 9,65   | II,16  | 23,17              | 24,50  | 23,76  | 22,08 | 25,70  | 26,46  | 27,00  | 26,06  | 28,60   | 35,1I |
|                 | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | I,54      | 0,42   | 7,52   | I,16               | I,02   | 0,56   | I,24  | I,90   | I,09   | 0,87   | I,29   | I,76    | 0,74  |
|                 | FeO                            | I4,40     | 23,00  | I5,80  | 5,38               | 2,46   | 2,13   | I,07  | I,42   | I,42   | 0,72   | I,79   | 0,7I    | 0,7I  |
|                 | MnO                            | 2,70      | 5,94   | 3,65   | I,12               | 0,60   | 0,60   | I,06  | I,20   | I,12   | 0,80   | I,06   | I,12    | 0,93  |
|                 | MgO                            | 6,80      | 3,90   | 2,14   | 0,15               | 0,12   | сл.    | 0,10  | 0,32   | 0,08   | 0,12   | 0,18   | 0,19    | 0,13  |
|                 | CaO                            | I,38      | I,40   | 0,70   | 0,35               | 0,35   | 0,15   | 0,23  | 0,23   | 0,15   | 0,65   | 0,65   | 0,23    | 0,23  |
|                 | Na <sub>2</sub> O              | 0,58      | 0,72   | 0,55   | 0,27               | 0,8I   | 0,67   | 0,66  | 0,35   | 0,40   | 0,67   | 0,30   | 0,30    | 0,27  |
|                 | K <sub>2</sub> O               | 8,67      | 8,30   | 7,95   | 9,63               | 9,15   | 9,87   | 9,5I  | 9,33   | 9,15   | 9,63   | 8,89   | 8,9I    | 10,60 |
|                 | Rb <sub>2</sub> O              | 0,69      | 0,70   | I,09   | 0,94               | 0,90   | I,09   | 0,92  | I,06   | I,00   | 0,90   | 0,92   | 0,73    | 0,98  |
|                 | Li <sub>2</sub> O              | I,50      | I,44   | I,63   | 4,00               | 4,2I   | 4,56   | 5,54  | 3,22   | 3,65   | 3,6I   | 3,74   | 0,47    | 0,18  |
|                 | Св.с.О                         |           |        | 0,008  | 0,08               | 0,06   | 0,07   | 0,30  | 0,02   | 0,07   | 0,009  | 0,07   | 0,06    | 0,0I  |
|                 | F                              | 4,80      | 3,80   | 3,00   | 7,20               | 6,50   | 6,80   | 8,00  | 5,00   | 6,60   | 5,80   | 6,00   | 4,00    | I,02  |
|                 | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | I,70      | I,48   | 2,00   | I,35               | 2,10   | 2,80   | 2,00  |        | 2,40   | 2,05   | 2,00   | 3,80    | 3,90  |
|                 | F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08      | 0,16   | 0,27   | 0,22               | 0,38   | 0,27   | 0,27  | 0,23   | 0,24   | 0,30   | 0,24   | 0,23    | 0,23  |
| ZnO             | -                              | -         | I,36   | -      | -                  | 0,12   | -      | -     | -      | -      | -      | -      | -       |       |
| Σ               | 103,98                         | 102,89    | 101,65 | 102,55 | 100,75             | 102,11 | 104,21 |       | 102,93 | 101,66 | 103,16 | 100,59 | 100,38  |       |
| -ОсФ            | 2,03                           | I,60      | I,20   | 3,02   | 2,73               | 2,85   | 3,36   |       | 2,16   | 2,79   | 2,43   | 2,52   | 0,42    |       |
| Σ               | 101,95                         | 101,29    | 100,45 | 99,53  | 98,02              | 99,26  | 100,85 |       | 100,85 | 99,23  | 100,64 | 98,98  | 99,96   |       |

3. Серия фенгит-мусковит - протолитионит-циннвальдит выделена и достаточно детально рассмотрена при изучении редкометалльных апогранитных метасоматитов /I5, II и др./. Основная схема изоморфных замещений в литиевых слюдах серии -



Увеличение содержания двухвалентных катионов почти в равной мере связано с  $Fe^{+2}$  и  $Mg$ , хотя в общем  $Mg$  несколько преобладает над  $Fe^{+2}$ . Содержания  $Mn$  значительны - 0,02-0,06, иногда до 0,19 на формульную единицу. Они также возрастают в наиболее литиевых членах серии.

В области составов, содержащих 30-40% железо-литиевого компонента, серия, по-видимому, имеет разрыв смесимости, сопровождающийся изменением структуры  $2M_T$ , характерной для мусковитов, на структуру  $3T$  /9, II/.

4. Серия протолитионит-литиевый аннит выделена предположительно при изучении альбитизированных гранитов Казахстана. К ней отнесены своеобразные литиевые биотиты (протолитиониты), в которых высокое кларковое содержание лития сочетается с необычно низкими для протолитионитов содержаниями глинозема и высокими содержаниями двухвалентных катионов (таблица, № 3-3, 3-40, 3-94).

Анализ полученных нами и ранее опубликованных /4, 5, 6, II, I6, 20, 2I, 23, 24 и др./ данных свидетельствует о чрезвычайной сложности состава слюд и широкой распространенности (особенно среди литиевых слюд) промежуточных ди-триоктаэдрических разновидностей. В общем случае природные слюды целесообразно рассматривать как твердые растворы (изоморфные смеси) многих компонентов (минералов), число октаэдрических катионов в элементарной формульной единице которых меняется от двух до трех. У слюд, состав которых приближается к конечным теоретическим членам, сумма октаэдрических катионов мало отличается от двух или трех.

#### Эволюция химического состава слюд в массивах различных парагенетических типов

Парагенетические типы альбитизированных гранитов характеризуются устойчивостью определенных типоморфных минералов в

парагенезисах главных стадий, закономерной эволюцией их состава, а также специфическими геохимическими особенностями /1,2, 7,8/. Каждому парагенетическому типу массивов отвечают характерные ряды эволюции состава слюд, которые начинаются биотитами слабоизмененных "материнских" гранитов (рис.1).

1) Для альбитизированных гранитов лепидолит-биотитового типа характерна ассоциация литиевых слюд серии биотит-лепидолит с топазом и акцессорными микролитом, колумбитом, касситеритом. С усилением степени альбитизации состав слюд меняется от литийсодержащего биотита и протолигнитона в альбитизированных гранитах (до 50% альбита в "норме") до циннвальдита и лепидолита в интенсивно альбитизированных гранитах (более 50% альбита в "норме"). Параллельно в породе происходит возрастание относительного содержания микролита и почти полное замещение им колумбита в апикальных, наиболее "альбитовых" частях массивов.

В "экзогрейзенах" и более поздних кварцево-калишпатовых метасоматитах распространены слюды этой же серии. Интересно, что в последних изменение состава имеет, по-видимому, обратную, чем при альбитизации, направленность.

2) Слюды альбитизированных гранитов мусковитового типа принадлежат к серии фенгит-мусковит - протолигнитонит-циннвальдит. В массивах этого типа литиевые слюды образуются в зоне перехода от слабоизмененных (мусковитовых) к альбитизированным гранитам, где отмечаются максимальные содержания лития в породе и слюде. Здесь установлена ассоциация литиевого мусковита 3Т с литиевым фенгит-мусковитом 2M<sub>I</sub> /9/. С усилением альбитизации содержание лития и двухвалентных катионов в слюде уменьшается, и в интенсивно альбитизированных гранитах литиевый фенгит-мусковит замещается фенгит-мусковитом.

3) В массивах мусковит-лепидолитового типа литиевые слюды более ранних парагенезисов представлены литийсодержащими и литиевыми фенгит-мусковитами, эволюция состава которых подобна отмеченной выше для массивов мусковитового типа. В кварцево-калишпатовых образованиях резко преобладают слюды серии биотит-лепидолит. Эволюция их состава имеет направленность, противоположную той, которая установлена для литиевых слюд серии биотит-лепидолит в процессе альбитизации гранитов. В послед-

них также отмечаются относительно меньшие содержания Mg и Mn при более высоких содержаниях  $Fe^{+2}$  (рис.2).

Относительная распространенность парагенезисов с литиевыми слюдами каждой из серий в массивах данного типа различна. При преобладании мусковитовых парагенезисов в породах наряду с колумбитом-танталитом широко распространен акцессорный берилл, а при интенсивном проявлении парагенезисов с литиевыми слюдами ряда биотит-лепидолит появляются топаз и акцессорный микролит. Слюды более поздних грейзеновых парагенезисов в массивах мусковит-лепидолитового типа принадлежат к тем же сериям, что и слюды вмещающих их альбитизированных гранитов.

4) Амблигонит-лепидолитовые альбитизированные граниты выделены нами в самостоятельный парагенетический тип из литионит-содержащих апогранитов /I4/. Для них характерна ассоциация высокоглиноземистых литиевых слюд с литиевыми фосфатами группы амблигонит-монтебразит, топазом и акцессорными апатитом, касситеритом, колумбитом-танталитом и сподуменом. При формировании таких пород мусковит слабоизмененных гранитов сменяется лепидолитом уже в альбитизированных (до 50% альбита в "норме") гранитах, и содержание лития в слюде продолжает возрастать по мере усиления альбитизации (рис.1). В кварцево-калишпатовых зонах и грейзенах слюды представлены высокоглиноземистыми лепидолитами, которые на более поздних стадиях замещаются мусковитами.

5) В альбитизированных гранитах биотитового типа литиевый биотит ряда протолитионит-литиевый аннит находится в парагенезисе с акцессорными малаконом, колумбитом и рибекитом. По имеющимся данным можно предполагать, что при усилении альбитизации состав слюды меняется в сторону "литиевого аннита". Однако в связи с недостаточным количеством анализов этот вывод требует дальнейшего подтверждения. По визуальным и микроскопическим наблюдениям в кварцево-калишпатовых "пегматитах" и грейзенах литиевый биотит сменяется светлыми слюдами мусковитового типа.

Приведенные на рис.1 данные показывают, что развитие метасоматических процессов, направленных к образованию простых, в пределе мономинеральных, парагенезисов (альбитизация, грей-

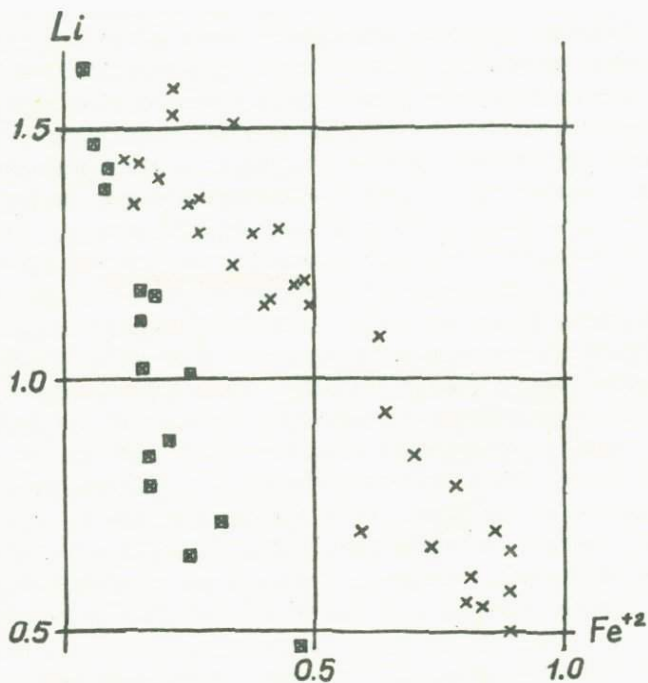


Рис.2 Соотношения между содержаниями Li и Fe<sup>+2</sup> в слодах серии биотит-лепидолит

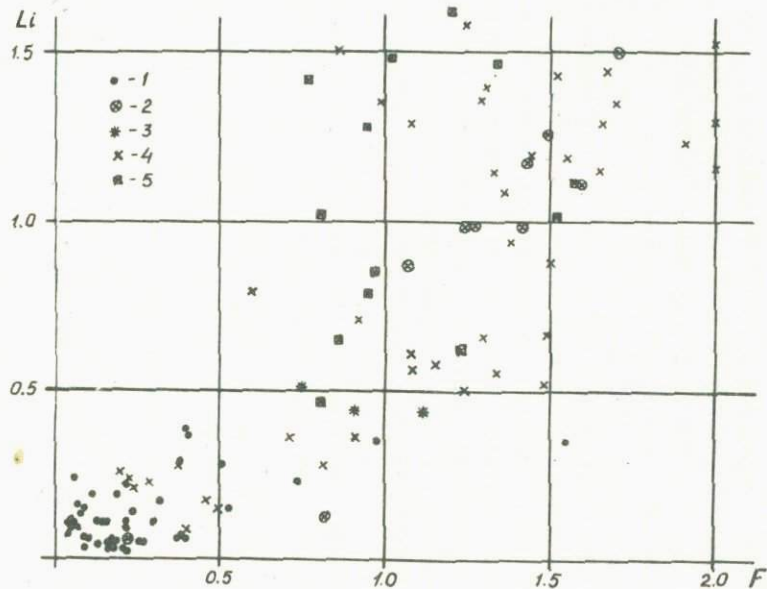


Рис.3 Соотношения между содержаниями Li и F в слюдах различных серий. 1 - серия фенгит-Му - протолитонит-циннвальдит, 2 - серия Му - лепидолит; 3 - серия литиевый биотит-литиевый Ан ; 4 - слюды серии биотит-лепидолит из массивов лепидолит-биотитового типа; 5 - то же из массивов мусковит-лепидолитового типа.

зенизация), как уже отмечалось нами ранее /12,15/, ведет к упрощению состава слюд, приближению его к составам конечных членов серий — лепидолиту, мусковиту и, возможно, анниту. Иной характер эволюции состава литиевых слюд при формировании кварцево-калишпатовых тел, по всей вероятности, обусловлен тем, что этот процесс является проявлением своеобразной стадии осаждения, сопутствующей альбитизации /7/.

Разнообразие парагенезисов литиевых слюд в массивах альбитизированных гранитов определяется, как это следует из результатов парагенетического анализа /8,18/, активностью ряда компонентов ( $F$ ,  $Li$ ,  $H^+$ ) при их формировании. Выделенные ряды эволюции состава слюд соответствует определенным фациям активности виртуальных вполне подвижных компонентов в минералообразующей среде. Так с повышением активности  $F$  парагенезисы с биотитом должны сменяться парагенезисами мусковитового, мусковит-лепидолитового и, наконец, лепидолит-биотитового типов альбитизированных гранитов /8/. В этом же направлении происходит отмеченное выше общее снижение отношения магния к железу в литиевых мусковитах и слюдах серии биотит-лепидолит.

Изменение активности фтора должно существенно влиять и на отношение  $Li:F$  в слюдах одной и той же серии /4/. Об этом, в частности, свидетельствует расположение точек составов литиевых слюд из массивов мусковит-лепидолитового и лепидолит-биотитового типов на диаграмме рис.3. Однако использование этого отношения в парагенетическом анализе затрудняется сравнительно невысокой точностью определения воды и фтора в слюдах.

#### Литература

1. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
2. Беус А.А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
3. Гинзбург А.И. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах. — Труды Минерал.музея АН СССР, вып.8, 1957.
4. Гинзбург А.И., Берхин С.И. О составе и химической конституции литиевых слюд. — Труды Минерал.музея АН СССР, вып.5, 1953.

5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.З., М., "Мир", 1966.
6. Залашкова Н.Е., Сырицо Л.Ф. Эволюция химизма слюд в процессе постмагматического метасоматоза в гранитах. - В кн.: Проблемы метасоматизма. Л. 1969.
7. Коваль П.В. Геохимия альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья. Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
8. Коваль П.В. Метасоматические формации "апогранитов" Восточного Забайкалья. - В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып.6. Чита, 1971.
9. Коваль П.В., Базарова С.Б., Кашаев А.А., Лапидес И.Л. Новые данные о мусковитах ЗТ (в печати).
10. Коваль П.В., Знаменский Е.Б. Последовательность метасоматических процессов на месторождениях альбитизированных гранитов Забайкалья. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6. ч. I. Чита, 1969.
11. Коваль П.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Писарская В.А., Юрченко С.А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометальных альбитсодержащих гранитоидов. - Докл. АН СССР, 1972, т.202, № 5.
12. Коваль П.В., Юрченко С.А. Слюды редкометальных апогранитных метасоматитов Восточного Забайкалья. - Ежегодник -1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970.
13. Коваль П.В., Юрченко С.А. О парагенезисе биотита и мусковита в гранитах. - Докл. АН СССР, 1970, т.190, № 3.
14. Коваль П.В., Юрченко С.А. Амблигонит-лепидолитовые альбитовые граниты - новый парагенетический тип редкометальных апогранитов. - Ежегодник - 1971 СибГЕОХИ. Иркутск, 1972.
15. Коваль П.В., Юрченко С.А., Николаева Д.Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 99, вып. 4. 1970.
16. Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10.
17. Ситнин А.А., Разина И.С. О химическом составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов. - Геохимия, № 7, 1963.
18. Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И., Козлов В.Д.,

- Кузьмин М.И., Трошин Ю.П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. ч. I. Иркутск, 1970.
19. Тепикин В.Е., Политипия триоктаэдрических литиево-железистых слюд из пегматитов Вольни. - В кн.: Конституция и свойства минералов. № 3, Киев, "Наукова думка", 1969.
20. Foster M.D. Interpretation of the composition of lithium micas. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-E, 1960.
21. Jaegues E. Transformation d'un reseau phylliteux trioctaedrique en reseau phylliteux dioctaedrique. - C.r. Acad. Sci., D264, N 10, 1967.
22. Levinson A.A. Studies in the mica group: relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series. - Amer. Min., v. 38, Nos 1-2, 1953.
23. Lindqvist B. Hydrothermal synthesis studies of potashbearing sesquioxide-silica systems. - Geol. Förenigens in Stockholm Förhandlingar, v. 88, 1966.
24. Rieder M., Huka M., Kucerova D., Minarik L., Obermajer J., Povondra P. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krasne hory Mts. (Erzgebirge). - Contr. Mineral. and Petrol., v. 27, 1970.
25. Seifert F., Schreyer W. Synthesis of a new mica  $KMg_{2,5}[Si_4O_{10}](OH)_2$ . - Amer. Min., v. 50, Nos. 7-8, 1965.
26. Stivens R.E. A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. - U.S. Geol. Surv. Bull. 950, 1946.

## СОСТАВ СЛЮД ОДНОГО ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Изученное пегматитовое поле расположено в метаморфизированных терригенно-эффузивных породах (амфиболиты и сланцы, реже гнейсы и песчаники) среднепротерозойского возраста, относящихся к зеленосланцевой фации метаморфизма. Поле находится в экзоконтактовой части материнского гранитного интрузива.

### Типы пегматитовых жил

По минеральному составу, особенностям процессов замещения, характеру редкометалльной минерализации и морфологии выделено три типа жил: 1 - микроклиновне незональные тела; 2 - микроклин-альбитовые пегматитовые тела со слабо выраженной зональностью; 3 - лепидолит-альбитовые зональные жилы /3/. Последний тип выделен нами вслед за А.И.Гинзбургом /1/ и характеризуется широким проявлением процессов литиевого замещения, в отличие от остальных разновидностей жил. Г.Б.Мелентьевым /6/ справедливо замечено, что лепидолит-альбитовые зоны в данном типе жил обычно слагают не весь объем пегматитового тела, так что отнесение нашей разновидности именно к лепидолит-альбитовым пегматитам несколько условно.

Отмечается определенная зональность в размещении жил различных типов относительно гранитного массива. Микроклиновне жилы наиболее близко расположены к гранитам. Самыми удаленными являются лепидолит-альбитовые тела. Микроклин-альбитовые жилы занимают промежуточное положение.

Микроклиновые жилы пользуются наибольшим распространением. Основной их объем составляет кварц-калинчатый пегматит с развитием гранитных, графических и крупноблоковых структур. Процессы грейзенизации и альбитизации проявлены слабо. Характерными аксессуарными минералами являются шерл, берилл и касситерит. Жилы имеют пластинчатую форму, длина их достигает 150 и более метров при мощности от 2-3 до 20 метров.

Микроклин-альбитовый тип пегматитов обязан своим происхождением интенсивным процессам альбитизации, при которых идет замещение первичного микроклина, образование мощных зон сахаровидного альбита, увеличение количества минералов олова, тантала и ниобия. С альбитом ассоциирует мелкокристаллический турмалин синего цвета - индиголит. В кварц-мусковитовом комплексе изредка встречается и зеленый турмалин - верделит. Литиевая минерализация проявлена слабо, в виде отдельных мелких кристаллов амблигонита.

Обособленную группу образуют микроклин-альбитовые тела, в которых, несмотря на относительно слабое проявление альбитизации, содержание колумбит-танталита повышено. В этом типе жил выделяется несколько последовательных генераций след от раннего мусковита до лепидолита. Турмалин (верделит) встречается в виде мелких скоплений и сравнительно редок.

Лепидолит-альбитовые пегматиты. Подробно изучена одна из наиболее мощных и хорошо вскрытых жил этого типа (рис. I). Жила имеет вытянутую, каплевидную в плане форму, пологое залегание ( $25^\circ$ ). Протяженность ее около 200 м при мощности в раздуве до 20 м. Внешней зоной является кварц-мусковитовая оторочка, мощность которой увеличивается в сторону выклинивания жилы и в участках блокового микроклина достигает двух метров. Для всей оторочки характерно наличие верделита, количество которого возрастает в слабоальбитизированных частях жилы. Центральная зона наиболее мощной части пегматитового тела представлена кварцевым ядром, несколько смещенным к лежащему боку. В кварцевом ядре встречаются крупные идиоморфные кристаллы амблигонита (до 40 x 40 см), скопления крупнокристаллического бесцветного турмалина - ахроита - в краевых частях. В альбитизированных участках ядра присутствует индиголит. Процессами аль-

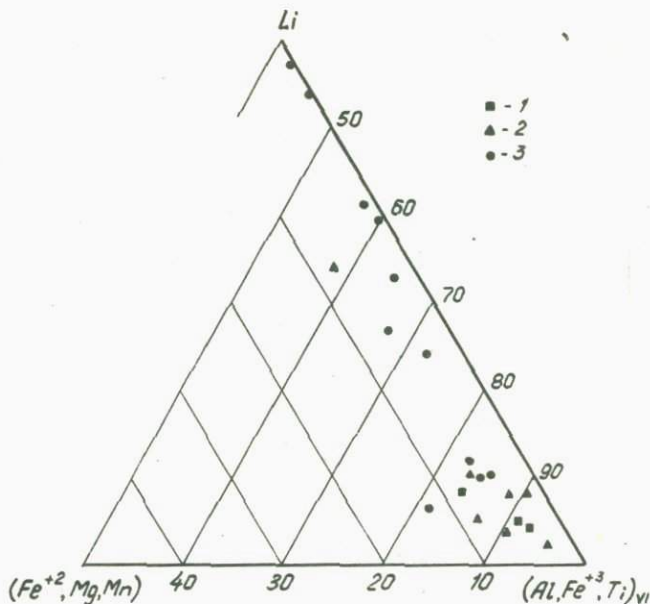


Рис. 1. Диаграмма  $Li-R^2-Al_{VI}$   
 1. Мусковиты микроклиновых жил  
 2. Слюды микроклин-альбитовых жил  
 3. Слюды лепидолит-альбитовых жил

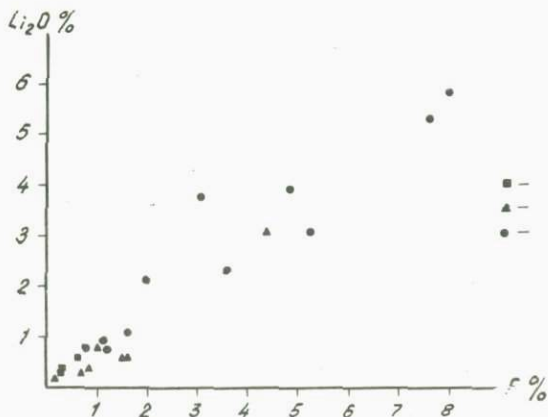


Рис. 3. Диаграмма  $Li_2O-F$   
 1. Мусковиты микроклиновых жил.  
 2. Слюды микроклин-альбитовых жил  
 3. Слюды лепидолит-альбитовых жил

обитизации затронуты практически все зоны, слагающие жилу. Наиболее сильно альбитизация проявлена в раздуде тела, где и кварц-мусковитовая оторочка также интенсивно альбитизирована. Микроклин в этой части жилы встречается лишь в реликтах. В самых мощных частях жилы, особенно в участках, примыкающих к кварцевому ядру, концентрируется основное количество литиевых слюд, слагающих кварц-лепидолитовые и кварц-лепидолит-альбитовые агрегаты. Для них характерно присутствие розового турмалина - рубеллита, максимальное количество микролита и колумбит-танталита. В сторону выклинивания жилы роль альбитизации уменьшается, увеличивается количество микроклина, а на выклинивании жилы приобретает кварц-микроклиновый состав.

#### Разновидности слюд

Для микроклиновых и микроклин-альбитовых жил характерен мусковит, образующийся в процессе кварц-мусковитового замещения. В микроклиновых телах - это маломощные кварц-мусковитовые прожилки, развивающиеся по микроклину, и более крупночешуйчатые скопления зеленоватого мусковита около кварцевых обособлений (обр.47, табл. I). В микроклин-альбитовых пегматитах процесс мусковитизации проявлен гораздо сильнее. В некоторых жилах образуется кварц-мусковитовая оторочка, а одновременно с альбитизацией микроклина большое количество мелкочешуйчатой, часто перемятой слюды с перламутровым блеском (обр.807). В рудных микроклин-альбитовых жилах выделяется ряд последовательно образованных слюд от крупночешуйчатого мусковита кварц-микроклиновых зон (обр.862) к более поздним мусковитам, связанным с альбитизацией (обр.847). В альбитовых зонах, содержащих тантало-ниобиевую минерализацию, образуются тонкие прожилки сероватого мелкочешуйчатого лепидолита (обр.849).

По изученной жиле лепидолит-альбитового состава отобраны слюды в трех пересечениях из зон с различной степенью проявления замещающих комплексов (рис. I). Слюда кварц-мусковитовой оторочки представлена крупнопластинчатым (до 2 x 2 см) зеленоватым мусковитом, характерным и для предыдущих типов (обр.300, 366, 384, 386).

В приконтактных участках наиболее мощной и замещенной ча-

Химический состав слюны из различных типов жил (вес %)

Таблица I

| Компоненты                     | Микрокл. жилы | Микрокварц-альбитовые жилы |          |        |        | Лещадлит-альбитовые жилы |                             |        |        |        |                   |        |                     |        |        |     |
|--------------------------------|---------------|----------------------------|----------|--------|--------|--------------------------|-----------------------------|--------|--------|--------|-------------------|--------|---------------------|--------|--------|-----|
|                                |               | к.м.к.                     | с/рудные |        | рудные |                          | кварц-мусковитовая оторочка |        |        |        | Зоны альбитизации |        | Зоны лещадлитизации |        |        |     |
|                                |               |                            | к.м.к.   | к.м.к. | альб.  | лещад.                   | 300                         | 366    | 384    | 386    | 302               | 325    | 305                 | 340    | 373    | 5II |
|                                | 47            | 807                        | 862      | 847    | 849    | 300                      | 366                         | 384    | 386    | 302    | 325               | 305    | 340                 | 373    | 5II    |     |
| SiO <sub>2</sub>               | 44,50         | 44,90                      | 44,40    | 42,96  | 45,52  | 45,95                    | 44,90                       | 45,00  | 45,28  | 47,74  | 47,10             | 51,04  | 48,73               | 48,82  | 51,72  |     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,15          | 0,12                       | н.о.     | н.о.   | н.о.   | н.о.                     | 0,11                        | 0,12   | 0,13   | н.о.   | 0,09              | н.о.   | н.о.                | 0,04   | н.о.   |     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 34,91         | 33,27                      | 35,82    | 36,67  | 29,71  | 32,07                    | 34,37                       | 35,10  | 34,00  | 28,89  | 31,81             | 27,30  | 27,14               | 27,79  | 20,30  |     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,54          | 1,50                       | 2,15     | 1,79   | 3,76   | 1,19                     | 1,54                        | 0,05   | 0,75   | 0,48   | 0,77              | 0,06   | н.о.                | н.о.   | 0,25   |     |
| FeO                            | 1,40          | 2,34                       |          |        |        | 1,66                     | 1,49                        | 1,31   | 1,49   | 1,08   | 0,75              |        |                     |        |        |     |
| MnO                            | 0,06          | 0,36                       | 0,12     | 0,13   | 0,51   | 0,38                     | 0,25                        | 0,27   | 0,26   | 0,69   | 0,36              | 0,38   | 0,28                | 0,25   | 0,12   |     |
| MgO                            | 0,28          | 0,07                       | 0,13     | н.о.   | 0,38   | 0,64                     | 0,40                        | 0,23   | 0,45   | 0,43   | 0,16              | 0,22   | 0,22                | 0,07   | 0,14   |     |
| CaO                            | 0,02          | 0,02                       | 0,17     | 0,26   | 0,18   | 0,30                     | 0,02                        | 0,02   | 0,02   | 0,30   | 0,03              | 0,30   | 0,15                | 0,02   | 0,30   |     |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,62          | 0,47                       | 0,81     | 1,76   | 0,61   | 0,43                     | 0,50                        | 0,61   | 0,47   | 0,32   | 0,39              | 0,11   | 0,22                | 0,20   | 0,24   |     |
| K <sub>2</sub> O               | 9,99          | 9,99                       | 9,63     | 10,23  | 9,75   | 10,47                    | 9,99                        | 9,63   | 10,29  | 10,35  | 10,17             | 9,50   | 10,35               | 9,87   | 9,63   |     |
| SiO <sub>2</sub>               | 0,47          | 0,72                       | 1,13     | 1,06   | 1,64   | 1,09                     | 1,06                        | 0,90   | 1,06   | 1,48   | 1,36              | 1,70   | 2,51                | 2,06   | 2,61   |     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,29          | 0,38                       | 0,17     | 0,62   | 3,12   | 1,03                     | 0,78                        | 0,86   | 0,96   | 2,37   | 2,15              | 3,01   | 3,98                | 3,80   | 5,80   |     |
| CaO                            | 0,02          | 0,05                       | 0,05     | 0,06   | 0,30   | 0,13                     | 0,06                        | 0,07   | 0,10   | 0,36   | 0,14              | 0,53   | 0,89                | 0,36   | 2,33   |     |
| F                              | 0,25          | 0,78                       | 0,24     | 1,60   | 4,40   | 1,60                     | 1,18                        | 0,83   | 1,10   | 3,60   | 2,00              | 5,20   | 4,80                | 3,10   | 6,00   |     |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  |               |                            | 3,93     | 3,55   | 2,86   | 3,10                     |                             |        |        | 2,61   |                   | 2,36   | 2,21                |        | 1,46   |     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 4,38          | 4,38                       |          |        |        |                          | 4,42                        | 4,68   | 4,36   |        | 4,32              |        |                     | 3,30   |        |     |
| Σ                              | 99,98         | 99,44                      | 98,75    | 100,69 | 101,74 | 100,58                   | 100,07                      | 100,58 | 100,72 | 100,10 | 101,60            | 102,25 | 101,68              | 100,18 | 103,56 |     |
| -O <sub>2</sub> F              | 0,10          | 0,33                       | 0,67     | 0,67   | 1,85   | 0,67                     | 0,50                        | 0,35   | 0,46   | 1,52   | 0,84              | 2,19   | 2,02                | 1,3    | 3,37   |     |
| Σ                              | 99,78         | 99,11                      | 98,75    | 100,02 | 99,89  | 100,01                   | 99,43                       | 100,23 | 100,26 | 99,58  | 100,76            | 100,06 | 99,86               | 98,78  | 100,19 |     |

Аналитик Г.С.Горюнов

Примечания: 1) к.м.к. - кварц-мусковитовый комплекс, альб. - зоны альбитизации, лещад. - зоны лещадлитизации;

2) н.о. - не обнаружено.

сти жилы отмечаются столбчатые выделения перламутровой слюды, приуроченной к альбитовой зоне (обр.302,325). По кварцевым обособлениям альбитовых зон и по самому альбиту развиваются тонкие прожилки и отдельные скопления скорлуповатого, сильно перемятого лепидолита (обр.305). В зонах, тяготеющих к кварцевому ядру, образуются крупные скопления кварц-лепидолитового и кварц-альбит-лепидолитового состава с мелко- и тонкочешуйчатым лепидолитом (обр.340,373). В центральных альбитовых зонах встречаются крупные обособления альбит-слюдистого агрегата, состоящего примерно на 40% из альбита и на 60% - из мелкозернистой, сильно перемятой слюды белого и зеленоватого цвета с перламутровым блеском (обр.3II).

Выполненное С.Б.Базаровой рентгено-структурное изучение слюд показало, что все мусковиты относятся к структурному типу  $2M_1$ , а литиевые слюды (обр. 849,305,340,373,3II) характеризуются присутствием структурных типов  $1M(3T)$  и  $2M_1$ . Возможно, как и в других случаях /2,12/, изученные литиевые слюды также имеют смешаннослойное строение.

#### Химизм слюд

Химический состав мусковитов из микроклиновых и микроклин-альбитовых жил несколько отличается от "чистых" мусковитов/4/ повышенными содержаниями редких щелочей и особенно лития. Подобные содержания редких щелочей в мусковитах характерны для метасоматически измененных гранитов /5,9/. В мусковитах из керамических и мусковитовых пегматитов содержания  $Li$ ,  $Rb$  и  $Cs$  на порядок ниже /II/. На тройной диаграмме  $Li - R^2 - Al_{VI}$  (рис.2), предложенной А.И.Гинзбургом /2/, пересчитанные на формулу состава наших слюд образуют ряд мусковит-литиевый мусковит - лепидолит. Ранние мусковиты микроклиновых и микроклин-альбитовых жил располагаются вблизи вершины алюминия в соответствии с преобладанием в их составе собственно мусковитового компонента. Проходящими для выделяемых нами трех типов жил являются мусковиты кварц-мусковитового комплекса (К.М.К.) и зон альбитизации. В мусковитах из К.М.К. от первого типа к третьему наблюдается устойчивое двух-трехкратное

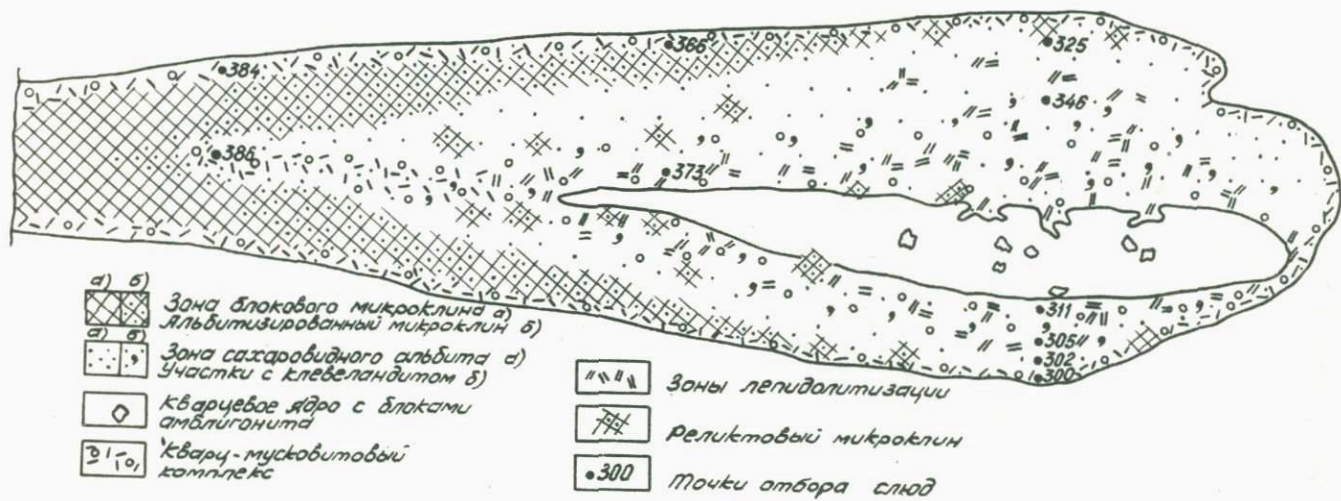


Рис.2. Схематический план лепидолит-альбитовой жилы.

увеличение содержаний лития и рубидия и пяти-шестикратное возрастание содержаний цезия и фтора. В результате ранние слюды из К.М.К. лепидолит-альбитовых жил на диаграмме сдвигаются в сторону литиевой вершины. Аналогичная картина наблюдается в мусковитах из зон альбитизации. В то же время внутри каждого типа пегматитов наблюдается последовательное увеличение содержаний редких щелочей и фтора от мусковитов из К.М.К. к слюдам из зон альбитизации и лепидолитизации.

В жиле лепидолит-альбитового типа содержание редких щелочей и фтора в мусковитах кварц-мусковитовой оторочки имеет тенденцию к возрастанию от выклинивания жилы к интенсивно альбитизированным ее частям. Для зон альбитизации этой жилы характерны литиевые мусковиты, занимающие на диаграмме промежуточное положение между мусковитами и лепидолитами. На этапе литиевого замещения образуется ряд слюд, отвечающих по составу лепидолитам. Содержание редких щелочей и фтора в них продолжает расти от ранних генераций к более поздним. Редко встречающийся лепидолит из поздних прожилков в микроклин-альбитовых жилах отличается от описанных выше более высокой железистостью.

Для мусковитов из микроклиновых и ранних слюд микроклин-альбитовых жил характерны содержания фтора, соответствующие мусковитам безлитиевых пегматитов /7/. С увеличением содержания лития в мусковитах концентрация фтора увеличивается. Прямая корреляция содержаний лития и фтора в слюдах отчетливо видна на диаграмме (рис.3).

Таким образом, изучение слюд показывает, что при одинаковой направленности изменений их состава от ранних генераций к более поздним редкоэлементный состав мусковита первой генерации (кварц-мусковитовый комплекс) различен в жилах первого и второго типов - с одной стороны, и третьего типа - с другой. Это определяется как различиями в составе первичного микроклина, подвергающегося гидролизу, так и разницей в составе воздействующих растворов. Такие различия действительно фиксируются при сравнении калишпатов из жил разного типа /8/. Следовательно, нельзя считать образование жил всех типов результатом изменения одного исходного материала. Наблюдается первич-

ная геохимическая специализация по крайней мере двух типов пегматитовых жил: 1) без литиевой специализации и 2) с литиевой специализацией. Речь может идти о разных температурах начальной кристаллизации пегматитов или о разных порциях введявшегося пегматитового расплава. Смена ведущей роли калия на этапе образования микроклиновых жил натрием в процессе альбитизации и редкими щелочами при образовании лепидолит-альбитовых зон является следствием постепенного снижения температуры и усиления роли летучих /I/. Яркое подтверждение последнего мы видим на примере последовательного увеличения содержания редких щелочных металлов и фтора в слюдах от ранних типов пегматитов к поздним и от ранних генераций слюд в каждом типе жил к более поздним.

При сравнении концентраций Pb, Zn, Sn и Tl в мусковитах из различных типов жил установлено, что по содержаниям Zn и Sn слюды из микроклиновых и микроклин-альбитовых жил отличаются от слюд альбит-лепидолитовых жил. Концентрации в пегматитах первых двух типов возрастают от мусковита к лепидолиту (табл.2). Содержание Pb остается примерно на одном уровне во всех генерациях слюд. Концентрация Zn в микроклин-альбитовых жилах возрастает от ранних мусковитов к лепидолиту в связи с увеличением содержания железа и магния. Весьма наглядно изменение содержания Sn и Zn в слюдах альбит-лепидолитовых жил, где максимальные их содержания фиксируются в мусковите из кварц-мусковитовой оторочки. Затем идет постепенное уменьшение содержания этих элементов к поздним генерациям слюд, т.е. от зальбанда к центру жилы. Изучение состава слюд подчеркивает известную для литиевых пегматитов закономерность: увеличение роли одновалентных крупных катионов и уменьшение роли многовалентных катионов к концу процесса.

Сравнение содержаний Pb, Sn, Zn и Tl в слюдах изученных пегматитов и в слюдах мусковитовых пегматитов /IO/ показывает, что слюды редкометалльных пегматитов содержат в 10-200 раз больше олова. Концентрации остальных элементов соизмеримы; в слюдах кварц-мусковитового комплекса содержание свинца выше в мусковитовых пегматитах, а таллия - в редкометалльных. Содержания цинка в слюдах пегматитов обоих типов колеблются в

Таблица 2

Содержание Pb, Sn, Zn и Tl в слюдах (чнм)\*

| Элементы | Типы жил | Микроклиновне жилы | Микроклин-альбитовые жилы |        |              | Лепидолит-альбитовые |             |            |                         |
|----------|----------|--------------------|---------------------------|--------|--------------|----------------------|-------------|------------|-------------------------|
|          |          | к.м.к.             | б/рудные                  | рудные |              | к.м.к.               | альбитизац. | лепидолит. | поздняя лепидолитизация |
|          |          |                    | к.м.к.                    | к.м.к. | лепидолитиз. |                      |             |            |                         |
|          |          | 47                 | 807                       | 847    | 849          | 300                  | 302         | 305        | 311                     |
| Pb       | 8,5      | 7,2                | 4,5                       | 4,5    | 4,6          | 4,5                  | 6,3         | 2,7        |                         |
| Sn       | 2200     | 1230               | 1300                      | 1100   | 520          | 330                  | 300         | 59         |                         |
| Zn       | 120      | 135                | 800                       | 2000   | 1300         | 500                  | 43          | 20         |                         |
| Tl       | 7,5      | 9                  | 14                        | 81     | -            | -                    | -           | -          |                         |

Аналитик В.А.Легейдо

Примечание: прочерк означает "не определялось".

\*) частей на миллион (см. предисловие к сборнику).

широких пределах и явно зависят от содержаний Fe и Mg.

Следовательно, и по содержаниям рудных элементов слюды мусковитовых пегматитов отличаются от слюд редкометалльных пегматитов.

#### Выводы

1. Для мусковитов всех типов жил изученного пегматитового поля характерно повышенное содержание редких щелочей по сравнению с типичными мусковитами. Состав слюд изменяется от мусковита к лепидолиту в зависимости от времени формирования замещающего комплекса, содержащего слюды.

2. Изучение слюд показало, что имеется по крайней мере два рода однонаправленной эволюции их состава, определяющиеся двумя типами первоначального состава пегматитового вещества.

3. Различные содержания редких элементов в мусковитах из кварц-мусковитовых оторочек рудных и безрудных жил можно использовать как поисковый признак на пегматиты с высокими концентрациями Li и Ta.

#### Литература

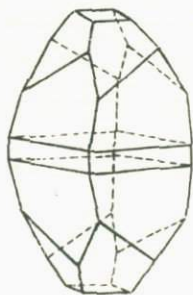
1. Гинзбург А.И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. - Труды Минерал.муз.АН СССР, вып.7, 1955.
2. Гинзбург А.И., Берхин С.И. О составе и химической конституции литиевых слюд. - Труды Минерал. муз.АН СССР, вып.5, 1953.
3. Глебов М.П., Вишняков Н.Н., Собаченко В.Н., Срывцева Л.Н., Новиков В.М., Макрыгин А.Н. Первичные ореолы рассеяния пегматитовых жил с различной редкометалльной минерализацией. - В кн.: Ежегодник - 1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
4. Дир У.А., Хаук Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, Т.3, М., "Мир", 1966.
5. Коваль П.В., Юрченко С.А., Николаева Д.Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья. - Зап.Всесоюз. минерал. о-ва. Ч.99, вып.4, 1970.
6. Мелентьев Г.Б. Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов - перспективный источник комплексного редкометалльного сырья. - В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и ге-

- незису пегматитов. М., "Наука", 1965.
7. Немец Ф. Фтор в мусковитах из пегматитов. - *Геохимия*, № I, 1969.
  8. Рябенко В.Е., Глебов М.П., Собаченко В.Н., Макрыгин А.И. Сравнение некоторых особенностей редкометалльных пегматитовых полей в пределах одного из поясов Сибири. - В кн.: Ежегодник - 1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970.
  9. Сырицо Л.Ф., Залашкова Н.Е., Зорина М.Л., Соколова Е.П. Слюды метасоматически измененных гранитов кислого ряда. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Ч.99, вып.3, 1970.
  10. Шмакин Б.М. Типохимические особенности главных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. - В кн.: Геохимия пегматитов Вост.Сибири. М., "Наука", 1971.
  11. Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., "Наука". 1969.
  12. Winchell A.N. Further studies of the lepidolite system. - *Amer.Miner.*, v.27, 1942.

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ФЕРГУСОНИТА В СИБИРИ И ЕГО СОСТАВЕ

Фергусонит, сложный окисел с формулой  $Y(Nb, Ta)_2O_4$ , пользуется в Сибири широким распространением. При обработке коллекции профессора Томского университета П.П.Орлова мне удалось обнаружить этот минерал в шлихах с Алтая, Енисейского края, из бассейнов Витима и Амура. Ранее фергусонит обычно принимался за блонстрандин, в связи с чем в русском переводе минералогического справочника Дана /1/ помещены сведения о сибирском блонстрандине. Однако по удельному весу, многим свойствам и, наконец, химическому составу этот давно отмечавшийся радиоактивный минерал тяжелой фракции шлихов, составляющий обычно от 4 до 15% общего веса фракции /3/, является фергусонитом.

Спутниками фергусонита в шлихах, обработанных по нашей методике /4/, являются магнетит, ильменит, гранат, мартит, циркон, монацит, апатит, шеелит, пирит, золото и другие, менее распространенные минералы. Обычно зерна фергусонита имеют размер 2-3 мм и представлены типично тетрагональными (рисунок) слабо-



Форма кристалла фергусонита по данным гониометрических измерений.

окатанными или хорошо сохранившимися идиоморфными кристаллами с гранями (231), (III), (230) и (001).

Изредка встречаются более крупные кристаллы – до 15 мм в длину (Енисейский кряж). Рентгеноструктурный анализ, выполненный методом порошка, показал близость изученного минерала к стандартам.

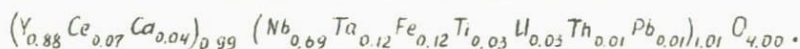
Таблица  
Химический состав фергусонита с р.Аяхты (Енисейский кряж)  
Аналитик Ю.Н.Книпович, лаб. ВСЕГЕИ (Ленинград)

| Компоненты                     | Весовые % | Атомные количества катионов (x 1000) | Числа атомов катионов |
|--------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 1,51      | -                                    | -                     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,97      | 12                                   | 0,03                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,76      | -                                    | -                     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,91      | 49                                   | 0,12                  |
| Ln <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,66      | 28                                   | 0,07                  |
| Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 31,56     | 354                                  | 0,88                  |
| U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>  | 3,77      | 13                                   | 0,03                  |
| ThO <sub>2</sub>               | 1,17      | 4                                    | 0,01                  |
| SnO <sub>2</sub>               | 0,12      | 1                                    | -                     |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 37,09     | 280                                  | 0,69                  |
| Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 10,77     | 48                                   | 0,12                  |
| MgO                            | 0,09      | 2                                    | -                     |
| CaO                            | 0,84      | 15                                   | 0,04                  |
| PbO                            | 0,58      | 3                                    | 0,01                  |
| П.П.П.                         | 1,77      | -                                    | -                     |
| Сумма                          | 99,57     | 809                                  | 2,00                  |

Примечание: В группу Ln<sub>2</sub>O<sub>3</sub> включены все лантаноиды, в том числе Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,36%

В таблице приведен впервые публикуемый анализ фергусонита из шлихов р.Аяхты на Енисейском кряже, выполненный Ю.Н.Кни-

пович. Пересчет анализа на формулу минерала дает:



В этой формуле не учтены лишь потери при прокаливании ( в основном вода ), окислы алюминия и кремния, связанные, вероятно, с микровключениями алюмосиликатов, и присутствующие в малых количествах магний и олово.

Удельный вес анализированного образца 5,46 г/см<sup>3</sup>.

Сравнение состава фергусонита с Книсейского кража с другими анализированными образцами /2,5/ показывает, что наш фергусонит выделяется повышенными содержаниями тантала и железа, пониженными содержаниями ниобия и кальция. Остальные элементы находятся в пределах колебаний их концентраций в других месторождениях. В частности, это относится и к содержаниям урана и тория. В изученном образце обнаружено в сумме около 5% окислов этих элементов при обычной величине этой суммы от 3 до 10%.

Источником шлихового фергусонита являются пегматиты, граниты и гнейсы обследованных территорий.

#### Литература

1. Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т.т. I-2. М., Изд-во иностр. лит., 1951-54.
2. Минералы (справочник), т.П, вып.3. М., "Наука", 1967.
3. Орлов П.П. К вопросу о нахождении радиоактивных веществ в шлихах золотоносных областей Сибири. - Тр. Радиевой эксп. Ак. наук, № 6, 1916.
4. Сасим П.С. Методика сбора и обработки шлихов. Изд. Томск. геол. тр. 1934.
5. Семенов Е.М. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Л.Н.Свадковская, В.Д.Козлов, Ю.П.Трошин,  
Е.С.Костюкова, С.М.Бойко

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В КАССИТЕРИТАХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ И  
ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ

Изучению морфологии, физических свойств и химического состава касситеритов посвящено большое количество достаточно полных работ /1,2,3,4,5,6/.

Состав элементов-примесей в касситеритах должен наилучшим образом фиксировать изменение состава гидротермальных растворов и физико-химических условий рудообразования. Это находит подтверждение в ряде установленных особенностей микроэлементного состава касситеритов в связи с условиями их образования. В частности, высокотемпературные касситериты из пегматитовых и ряда пневматолитовых месторождений характеризуются повышенными содержаниями тантала и ниобия /4/.

Однако необходимо отметить, что по содержаниям элементов-примесей в касситерите имеется сравнительно небольшое число работ, посвященных, за исключением редких сводок /6,8/, лишь отдельным месторождениям.

Главной целью настоящей работы являлось выяснение возможностей использования данных по элементам-примесям в касситеритах для решения вопросов генезиса оловорудных месторождений с точки зрения сделанных ранее выводов о наличии в Восточном Забайкалье двух рядов оловорудной минерализации /9,II/. На основе геолого-геохимического изучения среди гранитоидов юга Центрального Забайкалья были выделены две главные группы

рудоносных интрузий: группа редкометальных массивов, с которыми ассоциируют Хапчерангинское, Ингодинское, Харалгинское, Береинское оловорудные месторождения, и группа нередкометальных интрузий, с которыми связаны Букукунское, Сохондинское месторождения, а также целый ряд коренных и россыпных месторождений и рудопроявлений касситерита в Быльринском рудном районе. Было показано также, что наиболее перспективным в промышленном отношении является оловянное оруденение, развивающееся в связи с интрузиями редкометальных гранитов.

В статье излагаются результаты изучения геохимических особенностей касситеритов месторождений и рудопроявлений впа Центрального Забайкалья. Для сравнения нами были исследованы касситериты старейшего в Восточном Забайкалье Шерловогорского месторождения, а также Рудных гор Чехословакии, которые могут рассматриваться в качестве эталона касситеритов из месторождений, связанных с типичными редкометальными гранитами.

Изучение касситеритов проведено с помощью приближенно-количественного спектрального анализа с относительной ошибкой определения не более 30-50%, выполненного Е.С.Костяковой по разработанной и усовершенствованной ею методике. Касситериты были проанализированы на возможно более широкий круг элементов, из которых в таблицу включены лишь те, в распределении которых устанавливаются какие-либо закономерности. Сопоставление полученных нами результатов с имеющимися литературными /10/ данными по содержанию ниобия, индия и циркония в касситеритах Шерловогорского месторождения показало в целом их хорошую сходимость (In -40 и 40 ч.м. Nb -30 и 100 ч.м, Zr -30 и 30 ч.м по литературным и нашим данным соответственно).

Рудные тела месторождений и рудопроявлений, из которых получены изученные нами касситериты, представлены несколькими разнометемпературными минеральными ассоциациями. Касситериты Гранитного месторождения Хапчерангинского рудного узла отобраны из кварц-мусковитовых грейзенов с флюоритом и более редкими сульфидами. Тарбальджейское месторождение относится к типу грейзеновых экзоконтактов и представлено кварцевыми прожилками с арсенопиритом, более редкими топазом и флюоритом, с присутствующими в подчиненном количестве касситеритом и воль-

Таблица

## Геологическая характеристика касситеритов

| Тип<br>оруднения           | Рудный<br>район | Место-<br>рожде-<br>ние | Рудная формация<br>(к тип)  | В проб<br>кал-до<br>проб | Окраска | %       |       |       |      | г/т |     |     |      |      |      |    |      |    |  |
|----------------------------|-----------------|-------------------------|---|--------------------------|---------|---------|-------|-------|------|-----|-----|-----|------|------|------|----|------|----|--|
|                            |                 |                         |   |                          |         | Fe      | Mn    | Ti    | W    | V   | Sc  | Zr  | Nb   | As   | Ag   | In | Sb   | Bi |  |
| СОХОНДИНСКИЙ<br>БЕЛГОРСКИЙ |                 | 1                       | Легматитовая  | XIIC-316                 | черный  | %       | 0,003 | 0,007 | 0,03 | 200 | 100 | 80  | 1500 | -    | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 1                       |   | XI 1697                  | темн.   | 0,1-0,3 | 0,02  | 0,4   | 0,03 | 60  | 10  | 30  | 600  | 60   | 0,3  | -  | -    | 10 |  |
|                            |                 | 2                       | Касситерит-<br>кварцевая  | НКС-IIA                  | темн.   | 0,1-0,3 | 0,003 | 0,4   | 0,03 | 30  | 10  | 300 | 1000 | 60   | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 2                       |   | НКС-II                   | темн.   | 0,1-0,3 | 0,003 | 0,007 | 0,4  | 100 | -   | 30  | 1000 | 60   | 0,1  | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 2                       |   | XIIC-42I                 | темн.   | 0,1-0,3 | 0,006 | 0,3   | 0,3  | 30  | -   | 20  | 300  | 60   | -    | -  | -    | 10 |  |
|                            |                 | 2                       |   | XIIC-42IA                | светл.  | 0,1-0,3 | 0,03  | 0,5   | 0,06 | 60  | -   | 40  | 300  | 60   | -    | -  | -    | 10 |  |
|                            |                 | 1                       | Легматитовая<br>или касситерит-<br>кварцевая<br>(грейзеновая<br>или жильная).<br>Также россыпи<br>из этих источ-<br>ников | НКС-4                    | темн.   | 0,1-0,3 | 0,004 | %     | 0,4  | 600 | -   | 60  | 1500 | 1000 | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 1                       |   | НКС-4A                   | светл.  | 0,1-0,3 | 0,01  | 0,6   | 0,01 | 60  | -   | 60  | 200  | 100  | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 1                       |   | НКС-3                    | темн.   | 0,3-1%  | 0,001 | 0,6   | 0,3  | 800 | 30  | 30  | 600  | -    | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 1                       |   | XI-КС-17                 | темн.   | 0,1-0,3 | 0,02  | 0,7   | 0,01 | 30  | -   | 10  | 100  | -    | 0,1  | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 3                       |   | НКС-2                    | темн.   | 0,1-0,3 | 0,04  | 0,4   | 0,6  | 20  | -   | 40  | 600  | 1000 | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 3                       |   | НКС-2A                   | светл.  | 0,1-0,3 | 0,01  | 0,3   | 0,2  | 40  | 10  | 30  | 200  | 1000 | -    | -  | -    | 30 |  |
|                            |                 | 3                       |   | НКС-5                    | темн.   | 0,3-1%  | 0,01  | 0,4   | 0,6  | 30  | -   | 30  | 600  | 100  | 0,4  | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 3                       |   | НКС-1                    | темн.   | 0,3-1%  | 0,06  | 0,6   | 0,6  | 30  | -   | 40  | 400  | 100  | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 4                       |   | НКС-6                    | темн.   | 0,3-1%  | 0,06  | 0,6   | 0,6  | 30  | -   | 60  | 400  | 100  | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 4                       |   | НКС-6A                   | светл.  | %       | %     | 0,6   | 0,04 | 40  | 30  | 100 | 10   | -    | -    | -  | -    | -  |  |
|                            |                 | 5                       | XI-КС-32  | светл.                   | 0,1-0,3 | 0,003   | 0,7   | 0,03  | 10   | 30  | 500 | 900 | -    | 0,1  | -    | -  | 1500 |    |  |
|                            |                 | 6                       | Касситерит-<br>кварцевая  | НКС-10                   | темн.   | 0,3-1%  | 0,003 | %     | 0,2  | 200 | 10  | 200 | 300  | -    | -    | -  | -    |    |  |
|                            |                 | 6                       |   | КрКС-30Б                 | темн.   | 0,3-1   | 0,003 | %     | 0,1  | 60  | 10  | 10  | 600  | 100  | 0,6  | -  | -    | 3  |  |
|                            |                 | 6                       |   | КрКС-31                  | темн.   | 1       | 0,004 | %     | %    | 100 | 40  | 30  | 1000 | 300  | 6    | -  | -    | 10 |  |
| 6                          | КрКС-31A        | светл.                  |   | 0,3-1                    | 0,003   | %       | 0,03  | 600   | 40   | 30  | 400 | 300 | 10   | -    | -    | 3  |      |    |  |
| 7                          | НКС-7           | темн.                   |   | %                        | 0,03    | 0,2     | 0,5   | 100   | 10   | 30  | 10  | 100 | 0,1  | -    | 3000 | -  |      |    |  |
| 7                          | НКС-8           | темн.                   |   | %                        | 0,01    | 0,3     | 0,5   | 100   | -    | 30  | 20  | 100 | -    | -    | 3000 | -  |      |    |  |
| 7                          | НКС-9           | темн.                   |   | %                        | 0,008   | 0,3     | 0,4   | 100   | -    | 30  | 10  | 100 | -    | -    | 3000 | -  |      |    |  |
| 7                          | 6239A           | темн.                   |   | %                        | 0,008   | 0,4     | 0,4   | 600   | 40   | -   | 10  | -   | -    | 6    | 3000 | -  |      |    |  |
| 7                          | XIIC-16         | темн.                   | 0,3-1%  | 0,01                     | 0,3     | 0,1     | 60    | 30    | 60   | 20  | 60  | -   | -    | 1000 | -    |    |      |    |  |

( продолжение )

|                         |  |           |          |                                      |        |         |         |       |      |      |     |      |      |      |      |     |     |     |    |
|-------------------------|--|-----------|----------|--------------------------------------|--------|---------|---------|-------|------|------|-----|------|------|------|------|-----|-----|-----|----|
| Р е д к о с т ь л и т ь | Чехословакия, Рудные горы, Бероушская гора | Лаврашант | 8        | Касситерит - кварцевая (трейзеновая) | 2354   | темн.   | %       | 0,01  | 0,4  | %    | -   | -    | 200  | 1000 | 600  | 0,1 | 30  | -   | 10 |
|                         |  |           | 8        | XP-210                               | темн.  | 0,1-0,3 | 0,006   | 0,2   | 0,5  | 10   | -   | 80   | 1000 | 600  | 0,3  | 40  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 9        | Касситерит - кварцевая               | XP-285 | черн.   | 0,1-0,3 | 0,04  | 0,3  | %    | 100 | -    | 60   | 60   | 3000 | 0,1 | 150 | -   | 30 |
|                         |  |           | 10       | XP-285                               | темн.  | 0,3-1%  | 0,008   | 0,4   | 0,2  | 600  | 20  | 100  | 10   | 80   | 0,1  | 20  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 11       | ПМС-13                               | темн.  | 0,3-1%  | 0,006   | 0,1   | 0,3  | 40   | 10  | 100  | 10   | 300  | 0,1  | 20  | -   | 20  |    |
|                         |  |           | 12       | Касситерит - сульфидная              | XP-267 | темн.   | 0,3-1   | 0,02  | 0,3  | 0,5  | 40  | 30   | 20   | 100  | 100  | 0,1 | 10  | -   | -  |
|                         |  |           | 13       | XP-268                               | темн.  | 0,3-1%  | 0,02    | 0,3   | %    | 40   | 20  | 10   | 60   | 100  | 0,3  | 60  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 13       | XP-268A                              | светл. | 0,3-1%  | 0,02    | 0,2   | 0,04 | 30   | 20  | -    | -    | -    | 0,2  | 80  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 12       | XP-266                               | темн.  | 0,1-0,3 | 0,06    | 0,2   | 0,5  | 40   | 10  | 10   | 30   | 100  | 0,6  | 40  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 12       | XP-266A                              | светл. | 0,1-0,3 | 0,03    | 0,2   | 0,06 | 40   | 20  | 10   | -    | 100  | 0,6  | 40  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 14       | XP-240                               | темн.  | 0,1-0,3 | 0,001   | 0,2   | 0,5  | 60   | 20  | 10   | 30   | 100  | -    | 10  | -   | -   |    |
|                         |  |           | 15       | 2                                    | светл. | %       | 0,01    | 0,06  | 0,1  | 50   | -   | -    | 10   | -    | 0,1  | 20  | 200 | -   |    |
|                         |  |           | 16       | Касситерит - кварц. (трейз.)         | 7      | темн.   | %       | 0,05  | 0,3  | 0,15 | 100 | 30   | 30   | 100  | -    | -   | 40  | 300 | -  |
|                         |  |           | 16       | сульф. (сульфидн.)                   | 3      | светл.  | 0,1-1%  | 0,01  | 0,01 | 0,01 | 5   | 30   | 15   | 5    | -    | 0,1 | 5   | -   | -  |
|                         |  |           | 16       | Касситерит - сульф. (сульфидн.)      | 1      | темн.   | %       | 0,004 | -    | 0,5  | -   | -    | -    | 30   | -    | 0,1 | 30  | 400 | -  |
|                         |  |           | 16       | 6                                    | свет.  | 1-0,3   | 0,003   | 0,01  | 0,04 | 10   | 10  | -    | 15   | -    | 0,2  | 10  | 50  | -   |    |
|                         |  |           | 17       | Касситерит - кварцевая (трейзеновая) | -25    | темн.   | 0,3-1%  | 0,02  | 0,01 | 0,1  | -   | -    | -    | 10   | -    | 0,1 | 100 | -   | 10 |
|                         |  |           | 17       | -25A                                 | светл. | 0,3-1%  | 0,01    | 0,3   | 0,03 | -    | -   | 30   | 20   | -    | 6    | 20  | -   | 20  |    |
|                         |  |           | 18       | -28                                  | темн.  | 0,3-1%  | 0,01    | 0,3   | 0,08 | -    | -   | 200  | %    | -    | 0,1  | 6   | -   | 10  |    |
|                         |  |           | 18       | -29                                  | темн.  | 0,3-1%  | 0,01    | 0,6   | 0,06 | -    | -   | 200  | %    | -    | 0,1  | 6   | -   | 60  |    |
| 18                      | -29A                                       | светл.    | 0,3-1%   | 0,006                                | 0,6    | 0,06    | -       | -     | 200  | 1000 | -   | 10   | 8    | -    | 20   |     |     |     |    |
| 18                      | -31  | темн.     | %        | 0,1                                  | 0,4    | 0,007   | 10      | 30    | 10   | 700  | -   | 3    | 20   | -    | 60   |     |     |     |    |
| 19                      | -43  | темн.     | %        | 0,006                                | 0,7    | 0,08    | 100     | -     | 100  | 60   | -   | 0,3  | -    | -    | 60   |     |     |     |    |
| 19                      | -43A                                       | светл.    | %        | 0,1                                  | 0,5    | 0,007   | 60      | 10    | 60   | 30   | -   | -    | 6    | -    | 60   |     |     |     |    |
| 19                      | -47  | черный    | %        | 0,006                                | 0,4    | 0,2     | -       | -     | 40   | %    | -   | -    | 80   | -    | 300  |     |     |     |    |
| 20                      | -34  | темн.     | 0,3-1%   | 0,01                                 | 0,7    | 0,2     | 30      | 80    | 500  | 2500 | -   | 0,01 | 40   | -    | 30   |     |     |     |    |
| 20                      | -34A                                       | светл.    | 0,1-0,83 | 0,01                                 | 0,4    | 0,06    | 30      | 80    | 300  | 100  | -   | -    | 10   | -    | 60   |     |     |     |    |

Примечание: Месторождения: I - п. Арагентуй, 2 - Комсомольское, 3 - п. Кузьминка, 4 - п. Н. Салбартуй, 5 - Сохатинское, 6 - Сохондское, 7 - Букудиное, 8 - Гранитное, 9 - Гарвальдское, 10 - Ново-Игодинское, 11 - Право-Игодинское, 12 - х. Самарово-Александровская, 13 - х. Водораздельная-Самарово-Александровская, 14 - х. Подметаллическая, 15 - уч. Поднебесный, 16 - с. Большая, 17 - Прембуз, 18 - Красно, 19 - Крушка, 20 - Гилец.

фрамитом; кроме того, в малом количестве отмечаются мусковит, адуляр, сульфиды. Касситериты жил Хапчерангинского месторождения отобраны из нескольких минеральных ассоциаций, представляющих последовательный температурный ряд гидротермальных образований. Наиболее высокотемпературные гидротермальные ассоциации представлены касситеритом жилы Водораздельной, сложенной пирит-кварцевыми и кварц-арсенопиритовыми рудами. Касситериты жилы Смирновско-Александровской получены из пирит-пиротиновых руд. Далее на юг расположена зона кварц-касситерит-хлоритовых руд, переходящих в низкотемпературные кварц-кальцитовые жилы с убогой минерализацией, куда относится касситерит из жилы Полиметаллической. Размеры зерен касситерита, отобранных из перечисленных месторождений, редко превышают 0,1–0,2 см. Сопоставление по кристаллографическим атласам показало, что среди касситеритов этой группы месторождений преобладают удлиненные кристаллы пирамидально-призматического облика, преобладающим развитием пользуется призматическая грань (110).

Касситериты пневматолито-гидротермальных месторождений Ингодинской группы отобраны из кварцевых с мусковитом прожилков штокверка (в сланцах) Право-Ингодинского месторождения и кварцевых с мусковитом и флюоритом прожилков Ново-Ингодинского месторождения. Подробно минеральные ассоциации этих месторождений рассмотрены в монографии Е.И. Доломановой /5/.

Перечисленные касситериты характеризуют группу месторождений, связанных с редкометалльными гранитами, в которую входят также касситериты Шерловой горы и Рудных гор Чехословакии.

Месторождения и рудопроявления, связанные с нередкометалльными гранитами, представлены в основном касситерит-кварцевой формацией с бедным набором сопутствующих минералов. В кварцевых жилах Букукунского месторождения, кроме касситерита, образующего сплошные зернистые агрегаты, в небольших количествах присутствует турмалин. В кварцевых жилах Сохондинского месторождения крупный касситерит ассоциирует с более редким швеллитом, а из сульфидов распространены халькопирит и арсенопирит. Последний характерен также для кварцевых прожилков грейзенизированных зон коренных рудопроявлений в районе Былыринских

россыпных месторождений. Частым минералом этих рудопроявлений является черный турмалин, образующий выделения в миароловых пустотах и тонкозернистые агрегаты в кварце. Касситериты Быльринских россыпных месторождений отобраны из крупной (до I-I,5 см) и мелкой (0,1 см и менее) фракций концентратов оловянных руд, полученных из россыпей падей Н.Салбартуй, Арашентуй и Кузьмина. Характерной особенностью этих касситеритов является черный цвет, сильный металлоидный блеск и электромагнитность. Последняя, по данным И.Ф. Григорьева и Е.И. Долломановой /4/, а также некоторых других исследователей /7/, объясняется наличием микровключений колумбита, вольфрамита, гематита. Отдельные, редко встречающиеся, слабо окатанные кристаллы из россыпей сохраняют грань (IIО), иногда вместе с гранью (III).

В целом месторождения Быльринского района относятся, очевидно, к двум температурным минеральным ассоциациям. Наиболее высокотемпературные образования представлены касситеритом из миароловых пустот в пегматоидных шпихах гранитоидов кыринского комплекса, где он ассоциирует с дымчатым кварцем, калишпатом, более редкими шеелитом, турмалином и арсенопиритом. Крупные касситериты россыпей принадлежат, очевидно, к этой минеральной ассоциации. Кроме пегматоидных шпиров, значительная часть касситерита россыпей связана с кварцевыми жилами и зонами грейзенизации в кыринских гранитах. Эти разновидности касситерита получены нами из слабоокатанных обломков руд в россыпи, связанной с денудацией Комсомольского месторождения. В одном из обломков касситерит находится в ассоциации с мелкозернистым полевым шпатом и небольшим количеством серицита. В двух других обломках мелкозернистый агрегат касситерита образует тонкую зону в кварцевом прожилке, зальбанды которого сложены кварц-мусковитовым грейзеном. Таким образом, эти касситериты представляют грейзеновую стадию минералообразования. К этой же стадии относится касситерит рудопроявления Сохатиное.

Приведенные в таблице результаты изучения редкоэлементного состава касситеритов подтверждают существование двух генетических рядов оловянных месторождений, связанных соответственно с редкометальными (кукульбойско-харалгинский комплекс) и нередкометальными (кыринский, возможно сохондинский, комплекс)

интрузиями гранитов. Эти два ряда четко разделяются по содержаниям в касситеритах индия и серебра. Для касситеритов из месторождений, связанных с редкометальными гранитами ("редкометальный" и "нередкометальный" ряды месторождений в дальнейшем изложении) характерно постоянное присутствие индия (от 5–40 чзм до 150 чзм) и серебра (0,1–0,6 чзм), в то время как индий в касситеритах месторождений нередкометального ряда не фиксируется вообще, а присутствие серебра отмечается лишь в единичных случаях.

Температурная последовательность формирования минеральных ассоциаций обоих рядов месторождений в Центральном Забайкалье также находит отражение в изменении содержаний некоторых характерных элементов. В этом отношении, как было установлено Е.И. Доломановой с соавторами /6/, наиболее информативным оказывается ниобий (чувствительность определения содержаний тантала в наших касситеритах была недостаточной). Резко повышенными концентрациями ниобия (1000–1500 чзм) характеризуются касситериты из пегматитов и грейзенов в гранитах. Судя по содержанию этого элемента, источником касситерита россыпей Былыринского района служили как пегматоидные шпирь, так и грейзеновые месторождения типа Комсомольского. По этому показателю к коренным месторождениям Былыринского района близко Сохондинское месторождение, а Букукунское сформировалось в более низкотемпературную гидротермальную стадию. В менее отчетливой форме такие же закономерности наблюдаются в изменении содержания циркония в касситеритах рассматриваемой группы месторождений. В целом, как видно из таблицы, касситериты из грейзеновых (высокотемпературных) минеральных ассоциаций месторождений в Центральном Забайкалье характеризуются сходными высокими содержаниями ниобия и циркония независимо от принадлежности оруденения к редкометальному или нередкометальному ряду.

Привлечение данных по касситеритам из некоторых типичных оловорудных районов (Шерловая гора Восточного Забайкалья и Рудные горы Чехословакии), связанных с редкометальными гранитами, позволит оценить закономерности распределения редких элементов в этом минерале с более общих позиций. Как видно

из таблицы, касситериты месторождений этих районов характеризуются постоянным присутствием индия. Таким образом, индиеносность касситеритов является, очевидно, характерным признаком всех оловорудных месторождений редкометального ряда. В связи с этим следует заметить, что широкая распространенность индия в касситеритах была давно установлена работами целого ряда исследователей /В, Ю и др./. Во всех работах индиеносные касситериты представляют редкометальный ряд оловянных месторождений, о чем можно судить по постоянному присутствию в минеральных парагенезисах главных стадий минералов фтора (флюорита, топаза). В оловорудных грейзенах и месторождениях редкометального ряда Центрального Забайкалья минералы фтора отсутствуют совершенно.

Из сопоставления данных по всем месторождениям выявляются некоторые дополнительные закономерности в распределении в касситеритах ниобия. Как видно из таблицы, высокими концентрациями этого элемента характеризуются только касситериты эндоконтактовых грейзеновых месторождений как редкометального, так и нередкометального ряда (Комсомольское и Сохатиное Быльринского района, Хапчерангинское Гранитное, месторождения Рудных гор), тогда как касситериты экзоконтактовых пневматолито-гидротермальных месторождений грейзенового типа (Тарбальджейское в Хапчерангинском районе, Ингодинские, сопки Большой Шерловгорского узла) характеризуются в 10-100 и более раз низкими содержаниями этого элемента. Поэтому можно полагать, что помимо температурного фактора, на содержание ниобия в касситеритах немалое влияние оказывает удаленность месторождения от источника гидротерм, иными словами, сказывается невысокая миграционная способность ниобия (и тантала). Справедливость этого вывода подтверждается в ряде случаев характером распределения циркония и бериллия, повышенные содержания которых также характерны для касситеритов высокотемпературных месторождений. В отличие от ниобия, высокие концентрации этих элементов фиксируются в касситеритах таких экзоконтактовых высокотемпературных месторождений редкометального ряда как Ингодинское и Тарбальджейское, несмотря на их удаленность (до 600-800 м) от материнской интрузии (источника рудоносных флюидов). Понижен-

ные концентрации циркония и бериллия в касситеритах сопки Большой Шерловогорского рудного узла подтверждают значительную удаленность (более 1000 м) месторождения от источника гидротерм, что однозначно установлено геологическими данными. В касситеритах же эндоконтактовых грейзенов Шерловогорского района содержания этих элементов, по данным М.Г.Петровой с соавторами /10/, высокие ( $Zr \sim 50$  чзм) и соответствуют, как видно из таблицы, их содержаниям в касситеритах Тарбальджейского, Ингодинских и Хапчерангинского Гранитного месторождений. Наиболее высокие содержания ниобия наблюдаются в касситеритах чехословацких месторождений, характеризующихся, судя по масштабам оруденения, наибольшей интенсивностью грейзенового процесса из всех рассмотренных нами районов.

Данные таблицы позволяют выявить некоторые дополнительные геохимические особенности касситеритов. К ним относятся наблюдаемое на Шерловогорском и особенно Букукунском месторождениях повышение содержаний сурьмы, которое следует связывать, очевидно, с понижением температуры минералообразования, а также постоянное присутствие скандия в касситеритах пневматолито-гидротермальных экзоконтактовых месторождений редкометального ряда. Геохимическими особенностями, характеризующими касситериты отдельных рудных районов, следует считать постоянное присутствие серебра в касситеритах месторождений редкометального ряда юга Центрального Забайкалья, почти постоянно фиксирующиеся концентрации в касситеритах всех месторождений этого региона мышьяка и постоянное присутствие висмута во всех касситеритах месторождений Чехословакии. Последнее обстоятельство находится в хорошем соответствии с металлогенической спецификой Рудных гор (развитие в них месторождений так называемой пяти-элементной рудной формации).

В заключение следует остановиться на еще одной четко выявляющейся закономерности, отражающей внешние особенности касситеритов. Как свидетельствует приведенный материал, все светлоокрашенные разновидности касситеритов, независимо от принадлежности к рудной формации, характеризуются резким понижением концентраций вольфрама, а также, в ряде случаев, ниобия. Светлоокрашенные касситериты встречаются обычно вместе с темными,

образуя либо внешние (более поздние) зоны темноокрашенных кристаллов, либо самостоятельные зерна, присутствующие обычно в подчиненном количестве и характеризующиеся неравномерной пятнистой окраской. Светлые касситериты удлиненно-призматического габитуса представляют главную массу этого минерала касситерито-сульфидных руд месторождения сопки Большой Шерловогорского узла. Таким образом, светлоокрашенные касситериты представляют конечные и низкотемпературные генерации этого минерала. Как следует из полученных данных, светлоокрашенные касситериты не полностью отражают все геохимические особенности темных касситеритов, в парагенезисе с которыми они находятся, и в этом смысле не являются представительными. Примером этому являются проанализированные нами светлые касситериты грейзенов участка Поднебесный Шерловогорского узла, характеризующиеся низкими содержаниями ниобия, циркония и бериллия, по сравнению с главной темноокрашенной разновидностью касситеритов этих грейзенов (генерация I по данным М.Г.Петровой и др./Ю/).

#### Выводы

1. Данные спектрального анализа касситеритов показывают, что только ограниченное число элементов-примесей может иметь генетическое значение.

2. Установлено существование двух групп касситеритов, представляющих редкометалльный и нередкометалльный ряды оловянного оруденения в Центральном Забайкалье. Касситериты редкометалльного ряда, генетически связанного с редкометалльными интрузиями гранитов, в этом районе характеризуются постоянным присутствием в их составе индия и серебра и относительно повышенными концентрациями циркония. В касситеритах нередкометалльного ряда, генетически связанного с нередкометалльными гранитами, индий и серебро не фиксируются, а содержания циркония понижены. В касситеритах обоих рядов наблюдается понижение концентраций ниобия, а также циркония и бериллия от высокотемпературных пневматолитовых к средне-температурным гидротермальным формациям.

3. Общим генетическим признаком месторождений редкометалль-

ного ряда является постоянное содержание в касситеритах индия в количестве от 5—40 до 80—150 чзм, а присутствие в касситеритах серебра (0,1—0,6 чзм), мышьяка (60—1000 чзм и более), висмута (10—60 чзм) являются признаками, свойственными месторождениям отдельных регионов.

4. Светлоокрашенные касситериты, представляющие конечные генерации этого минерала в разных рудных формациях, характеризуются более низкими концентрациями ряда элементов и не являются представительными для того или иного ряда месторождений.

#### Литература

1. Болдырева А.М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр.ИГН АН СССР серия минер.-геох. вып.54, № 12, 1941.
2. Вазбуцкий Г.Л. Природное изменение окраски и некоторых других свойств касситерита. Записки Всесоюз.минерал.о-ва, сер. 2, ч.70, вып.2, 1941.
3. Григорьев И.Ф. О типоморфных признаках касситерита Ононско-й группы оловорудных месторождений Восточного Забайкалья. Записки Всесоюз.минерал.о-ва, ч.72 № 2, 1945.
4. Григорьев И.Ф., Доломанова Е.И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса. Тр. минерал.музея, вып.5. М., Из-во АН СССР, 1951.
5. Доломанова Е.И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Тр. ин-та геологии и рудных месторождений, вып.23, М., 1959.
6. Доломанова Е.И., Боярская Р.В., Ракчеева А.Л. и др. Касситерит и его типоморфные особенности. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., "Наука", 1969.
7. Зубков Л.Б., Галецкий Л.С. О ниобо-танталоносном касситерите из коренных пород С-В части Украинского кристаллического щита. Докл.АН СССР, том 169, № 3. "Педра", 1968.
8. Иванов В.В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. М., "Наука", 1964.
9. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н. Отличительные геохимические особенности грейзеновых образований кукульбейско-харалгин-

- ского и кыринского гранитоидных комплексов Центрального Забайкалья. - Ежегодник - 1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970.
- Ю. Петрова М.Г., Новиков В.П., Полойников Ю.Ф., Свешникова В.И., Шмаль А.Г. О некоторых типоморфных особенностях касситерита Шерловогорского месторождения. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка. № 10, 1971.
- II. Таусон Л.В., Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. К металлогении юга Центрального Забайкалья в связи с геохимической оценкой рудоносности гранитных интрузий. - В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. VI. Изд-во Забайк. филиала Геогр. о-ва СССР. Чита, 1971.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В МИНЕРАЛАХ КОРЫ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В коре выветривания исследованного карбонатитового массива содержатся те же минералы, что и в коренных рудах. Благодаря интенсивному окислению и выщелачиванию, она обогащена магнетитом, гидроокислами железа, апатитом и минералами редких элементов.

При изучении вещественного состава технологических проб коренных карбонатитовых руд и коры выветривания установлено, что степень рассеяния ниобия и тантала в породообразующих минералах коры выветривания значительно больше, чем в первичных рудах.

Поведение ниобия и тантала в зоне гипергенеза до сих пор изучено недостаточно. Имеются некоторые сведения по растворимости ниобия в водных растворах и особенностям миграции его в гипергенных подземных водах (I-5,9,10). По данным С.Н.Крайнова /4/, в щелочных водах Ловозерского массива ниобий мигрирует преимущественно в виде органических комплексов, меньшее значение имеют неорганические комплексы и еще меньшее - ниобатионы. Вероятно, то же можно сказать и о формах миграции тантала. Ниобиевые металлоорганические комплексы более устойчивы, чем танталовые, что является объяснением интенсивной миграции ниобия по сравнению с танталом в водах кор выветривания.

Экспериментальными исследованиями Говорова И.Н., Минеева И.А. и Стункас А.А. /3/ выяснена возможность образования комплексных растворимых карбонатов и фторкарбонатов ниобия и пе-

реноса ниобия в составе фторноокислых соединений. Хорошо мигрирует ниобий в сернокислой среде. Проведенными в ВИМСе и Иргиредмете опытами по растворению пирохлора и псевдоморфоз колумбита в соляной кислоте различной концентрации установлено, что в присутствии апатита часть ниобия (1,6–5,2%) переходит в раствор, в то время как в чистой соляной кислоте тантало–ниобаты практически нерастворимы. Это обстоятельство также указывает на возможность образования растворимых комплексных ниобиево–фосфатных соединений.

Видимо, в зоне гипергенеза часть ниобия и тантала извлекается из тантало–ниобатов, что создает возможность аккумуляции их новообразованными минералами коры выветривания /6/.

Кроме тантало–ниобатов (пирохлора, колумбита, гатчеттолита), носителями тантала и ниобия в рудах коры выветривания карбонатитов являются магнетит, ильменит, гидроокислы железа, слюды, амфиболы и другие минералы (табл. I). Содержания редких элементов в этих минералах не постоянны и зависят от ряда факторов (условий минералообразования, степени окисления и др.).

На основании статистической обработки данных о содержании тантала и ниобия в минералах коры выветривания карбонатитов оценены параметры распределения тантала и ниобия в них. Закон распределения тантала и ниобия удовлетворяет нормальной модели. Коэффициенты вариации и пределы колебания содержаний для тантала выше, чем для ниобия (коэффициент вариации содержаний тантала 44–67%, ниобия – 12–51%).

Микроскопическое изучение мономинеральных фракций и физико–химические исследования (электролиз и растворение в кислотах) позволили определить формы нахождения редких элементов в сопутствующих тантало–ниобатам минералах и в какой–то степени количественно оценить их. С целью определения количеств тантала и ниобия, связанных с включениями тантало–ниобатов, мономинеральные фракции ильменита, магнетита, апатита, карбонатов и продукты окисления пирита обрабатывались соляной кислотой различной концентрации и с разной продолжительностью.

Так, ильменит кипятили в концентрированной соляной кислоте в течение 12–20 часов, до полного его разложения. Магнетит, продукты окисления пирита и апатит обрабатывали 20% соляной

Таблица I

Содержание редких элементов в минералах коры выветривания  
карбонатитов

| Минералы                  | Количество определений | Содержание, %                  |       |             |                                |        |               |
|---------------------------|------------------------|--------------------------------|-------|-------------|--------------------------------|--------|---------------|
|                           |                        | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |       |             | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |        |               |
|                           |                        | от                             | до    | среднее     | от                             | до     | среднее       |
| Ильменит                  | 24                     | 1,51                           | 3,87  | 1,83±0,06   | 0,01                           | 0,152  | 0,074±0,008   |
| Магнетит, мартит          | 43                     | 0,16                           | 0,37  | 0,26±0,01   | 0                              | 0,014  | 0,0075±0,001  |
| Гематит                   | 30                     | 0,15                           | 0,54  | 0,29±0,027  | 0                              | 0,028  | 0,0105±0,0013 |
| Продукты окисления пирита | 27                     | 0,14                           | 0,32  | 0,212±0,01  | 0                              | 0,014  | 0,006±0,001   |
| Слюда                     | 40                     | 0,03                           | 0,066 | 0,045±0,002 | 0,001                          | 0,003  | 0,0017        |
| Амфиболы                  | 35                     | 0,025                          | 0,04  | 0,03±0,001  | 0,0008                         | 0,0026 | 0,0016        |
| Апатит                    | 40                     | 0                              | 0,21  | 0,105±0,008 | 0                              | 0,03   | 0,001         |
| Кальцит                   | 45                     | 0,001                          | 0,008 | 0,014±0,002 | 0                              | 0,004  | 0,0003        |
| Кварц, полевые шпаты      | 20                     | 0                              | 0,005 | 0,003       | 0                              | сл.    | сл.           |

кислотой при нагревании в течение 3-5 часов, карбонаты - 5% соляной кислотой в течение 2-3 часов. В нерастворимых остатках подсчитывали количества пирохлора, колумбита и гатчеттолита, освобожденных из этих минералов.

Электродиализ использовали для определения сорбированной формы тантала и ниобия. При электродиализе (рН растворов поддерживалась 5-6, продолжительность опытов 56 часов) извлечение ниобия составило 6-13%, а тантала 13-25% от общего содержания их в исследованных пробах.

На основании литературных данных [7,8], исследований отдельных зерен слюд и амфиболов на микроанализаторе фирмы "Сатеса", а также отсутствия включений собственных минералов

тантала и ниобия, можно сделать заключение, что тантал и ниобий в этих минералах содержатся преимущественно в виде изоморфной примеси (сорбированная форма характерна только для измененных слюд). Количества этой формы в отдельных минералах оценены по разнице между общим содержанием тантала или ниобия и долей этих элементов, содержащихся за счет микровключений собственных минералов и сорбированных форм тантала и ниобия.

Таким образом в результате исследования установлено, что тантал и ниобий входят в порообразующие минералы в виде изоморфной примеси, а также содержатся в них в сорбированном виде и в виде микровключений тантало-ниобатов. Для каждого минерала характерны свои соотношения этих форм (табл. 2). В ильмените тантал и ниобий находятся в виде изоморфной примеси (60-90% от общего содержания) и микровключений пирохлора, колумбита, гатчеттлита. Наблюдается связь между количеством ниобия, содержащимся в ильмените, и морфологией его кристаллов. Хорошо образованные пластинчатые или таблитчатые кристаллы, как правило, содержат незначительные количества редких элементов, в то время как зерна неправильной, угловатой формы обогащены ими. Последние, вероятно, представляют собой псевдоморфозы по перовскиту (химическим и спектральным анализами обнаружено присутствие  $\text{CaO}$ ).

В измененном магнетите тантал и ниобий присутствуют в трех формах: изоморфной, сорбированной и в виде включений тантало-ниобатов. При исследовании магнетитов, в различной степени замещенных гематитом и гидроокислами железа, установлено, что количество ниобия и тантала в них возрастает с увеличением степени окисления минерала.

В продуктах окисления пирита и гематита тантал и ниобий находятся преимущественно в виде микровключений тантало-ниобатов и в меньшем количестве в изоморфной и сорбированной формах. Доля сорбированного ниобия наибольшая в продуктах окисления пирита (5-20%), а доля ниобия в виде изоморфной примеси - в магнетите (10-30%). Количественные соотношения различных форм тантала в этих минералах несколько иные. Так, процент сорбированного тантала выше, чем ниобия, - 15-30% против 5-20%. В слюдах тантал и ниобий изоморфно входят в кристаллические

Таблица 2

Результаты определения форм нахождения тантала и ниобия в минералах  
и их количественная оценка

| Минералы                        | Количество определений | Формы нахождения ниобия, содержание в относительных % |               |                            | Формы нахождения тантала, содержание в относительных % |               |                            |
|---------------------------------|------------------------|---|---------------|----------------------------|--|---------------|----------------------------|
|                                 |                        | изоморфная примесь                                    | сорбированная | включения тантало-ниобатов | изоморфная примесь                                     | сорбированная | включения тантало-ниобатов |
| Магнетит, мартит                | 12                     | 10-30   | 10-15         | 55-75                      | 10-20  | 5-20          | 40-70                      |
| Гематит                         | 10                     | 10-25   | 10-15         | 60-80                      | 5-15   | 10-20         | 40-80                      |
| Продукты окисления пирита       | 15                     | 5-20  | 5-20          | 50-80                      | 5-16   | 16-30         | 35-60                      |
| Слюда                           | 18                     | 90-100  | 0-10          | н/обн.                     | 85-100   | 0-15          | -                          |
| Амфиболы                        | 30                     | 95-100  | 0-5           | н/обн.                     | 90-100   | 0-10          | -                          |
| Апатит                          | 35                     | -   | 0-5           | 95-100                     | -  | 0-10          | 96-100                     |
| Карбонаты, кварц, полевые шпаты | 20                     | -   | -             | 100                        | -  | -             | 100                        |
| Ильменит                        | 10                     | 60-90   | -             | 10-40                      | 50-70  | -             | 30-50                      |

решетки (табл.2). В одних случаях большее количество редких элементов содержат светлоокрашенные разновидности, в других - темно-окрашенные. Амфиболы также содержат тантал и ниобий в основном в виде изоморфной примеси (табл.2), причем в светлоокрашенных амфиболах ниобия и тантала больше, чем в темноокрашенных. Колебания содержания тантала и ниобия в слюдах и амфиболах объясняются разными условиями минералообразования [7]. В апатите, кальците, кварце и полевых шпатах тантал и ниобий содержатся исключительно в виде микровключений тантало-ниобатов.

Корреляционный анализ показал наличие значимой положительной связи между танталом и ниобием в тех минералах, где преобладает изоморфная форма нахождения этих элементов - в ильмените, слюдах и амфиболах. В магнетите и гидроокислах железа, где тантал и ниобий находятся в трех формах - изоморфной, механической и сорбированной, корреляционная зависимость практически отсутствует (табл.3).

Тантал и ниобий, находящиеся в изоморфной и сорбированной формах, а также в виде микровключений тантало-ниобатов, при существующих методах обогащения практически неизвлекаемы. Таким образом, исследования по выявлению форм нахождения полезных компонентов в рудах коры выветривания карбонатитов позволили оценить долю рудного вещества, находящегося в неизвлекаемой форме.

Таблица 3

Коэффициенты линейной корреляции между содержаниями  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в минералах коры выветривания карбонатитов

| Минералы                  | Количество коррелируемых пар | Коэффициент корреляции |
|---------------------------|------------------------------|------------------------|
| Магнетит                  | 29                           | 0,17                   |
| Ильменит                  | 24                           | 0,53                   |
| Продукты окисления пирита | 27                           | 0,18                   |
| Гематит                   | 31                           | 0,09                   |
| Слюда                     | 31                           | 0,50                   |
| Амфиболы                  | 35                           | 0,55                   |

## Литература

1. Александров И.В. Ниобий в углекислых растворах и соображения о миграции редких элементов в гидротермальных условиях. - *Геохимия*, 1967, № 6.
2. Бобко А.К., Лукачина В.В. Изучение относительной прочности некоторых комплексных соединений ниобия и тантала в растворе. *Укр.хим.журнал*, 1961, т.27, вып.7.
3. Говоров И.Н., Минеева Н.А., Стунжас А.А. К геохимии ниобия. Сообщение Дальневосточного филиала СО АН СССР, вып.21. Владивосток, 1963.
4. Крайнов С.Р. Особенности распределения и формы миграции редких элементов гидролизаторов в природных водах с щелочной реакцией. - *Геохимия*, 1968, № 3.
5. Писемский Г.В. Поведение редких элементов в подземных водах и почвах щелочного массива. - *Труды ЦНИГРИ*, вып.37, 1960.
6. Подпорина Е.К. Тантал и ниобий в корах выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии. - *Докл. АН СССР*, 1968, том 181, № 2,.
7. Пожарицкая Л.К., Воробьева Е.И., Развозжаева Э.А., Самойлов В.С. Некоторые особенности распределения редких элементов в карбонатитах Восточной Сибири. - В кн.: *Материалы к конференции по окологорудному метасоматизму*. Ленинград, 1966.
8. Пожарицкая Л.К., Развозжаева Э.А. О содержании редких элементов в магнетитах и слюдах из карбонатитов Восточной Сибири. - В кн.: *Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири*. М., "Наука", 1966.
9. Тютина Н.А., Алесковский В.Б. Влияние почвенных кислот на миграционную способность ниобия. - *Тр.ИМПРЭ*, вып.7, 1961.
10. Черняев А.М., Черняева Л.Е. Закономерности миграции ниобия в гипергенных подземных водах. - *Докл.АН СССР*, 1969, том 184, № 5.

Б.М.Шмакин, Е.Б.Знаменский, С.Н.Арбатская, Л.А.Иванова,  
В.В.Конусова, Л.Д.Макагон

## О СОДЕРЖАНИЯХ ТИТАНА, НИОБИЯ И ТАНТАЛА В СЛЮДАХ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

До самого последнего времени поведение ниобия и тантала в мусковитовых пегматитах изучалось мало. Между тем в классических мусковитовых пегматитах Мамского района давно известны акцессорные минералы группы танталониобатов /9/. В редкометалло-мусковитовых пегматитах Индии минералы ряда колумбит-танталит нередко добываются из пегматитовых тел, несущих одновременно промышленную мусковитовую минерализацию /14/. Основная же масса Nb и Ta связана в мусковитовых пегматитах со слюдами. Именно биотит и мусковит являются минералами-носителями этих элементов, а при отсутствии собственных минералов Nb и Ta - и их концентраторами /4/. Недавно показано, что тантал и ниобий входят в мусковит в составе мельчайших включений колумбита-танталита /1/. Однако размеры этих включений обычно малы (менее 100-150 ангстрем), так что при обычных методах исследований можно принимать, что изученные элементы-примеси входят в состав слюд.

Материалами для настоящей работы послужили образцы слюд пегматитов семи мусковитоносных районов Восточной Сибири и трех мусковитоносных районов Индии из коллекций Б.М.Шмакина, В.М.Макагона и М.П.Глебова. Анализы выполнялись в лабораториях СибГЕОХИ химическим и спектрохимическим методами, описанными в литературе /7, 12/. Часть анализов на ниобий контролировалась путем прямых спектральных определений по методике /6/. Кроме

Nb и Ta, во всех образцах определялось содержание титана — фотометрическим методом (с перекисью водорода). Воспроизводимость определений характеризуется следующими максимальными значениями коэффициента вариации (в %): ниобий — 10, тантал — 15, титан — 5.

Биотит. Во всех изученных районах опробовались инъекционные пегматитовые тела магматического происхождения, подвергшиеся послемагматическим преобразованиям. Кроме того, из некоторых районов изучены биотиты метаморфических пород и "пегматитов", образовавшихся при их перекристаллизации, а также биотит контактовых оторочек пегматитовых тел, которые не подверглись замещению на послемагматическом этапе. Главную массу исследованных образцов биотита составили образцы "лейстового" биотита, образовавшиеся на ранней стадии послемагматического этапа формирования пегматитов по трещинам, пересекающим первичные структурные зоны пегматитовых тел.

Как видно из таблицы I, для биотита собственно мусковитовых пегматитов характерны содержания ниобия в пределах 50–100 чзм (Мамский, Гутаро–Бирюсинский, Букачанский, Кондаковский районы Восточной Сибири, Бихарский и Раджастанский пояса Индии). Это значительно ниже, чем средние цифры для биотита пегматитов /8/, вычисленные преимущественно по редкометалльным пегматитам. На общем фоне выделяются повышенные концентрации

Nb в биотитах Акуканского, Баргинского и Приольхонского районов, мусковитовые пегматиты которых имеют ряд признаков, сближающих их с редкометалльно–мусковитовыми пегматитами. Особенно богаты ниобием биотиты редкометалльно–мусковитовых пегматитов Приольхонья и Бихара. Самые низкие содержания фиксируются в биотите метаморфических пород (Мамский и Гутаро–Бирюсинский районы).

Содержания тантала в биотите мусковитовых пегматитов также обычно низкие, в пределах 9–14 чзм, а в Мамском районе — еще ниже. Повышенные концентрации Ta наблюдаются лишь в биотите редкометалльно–мусковитовых пегматитов. Несколько отличается биотит из пегматитов Раджастанского пояса. Он содержит примерно столько же тантала, сколько биотит редкометалльно–мусковитовых пегматитов. Величина отношения Nb : Ta здесь понижена

до I,6, в то время как обычно она довольно стабильна и колеблется от 6 до 18.

Содержания титана в биотитах мусковитовых пегматитов всегда выше средней цифры I,25% /13/. Они близки к средним содержаниям лишь в слюдоносных пегматитах Индии и Приольхонья. В Мамском же районе наблюдаются максимальные концентрации  $Ti$  в биотите. В связи с противоположно направленным характером изменений в содержаниях  $Ti$  и  $Nb$  в биотите от района к району, величина отношения  $Ti : Nb$  резко изменяется, достигая максимальных значений в метаморфических породах, а минимальных — в пегматитах Приольхонского района и редкометалльно-мусковитовых пегматитах Бихарского пояса.

Следует обратить внимание на близость содержаний  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$  в биотитах из мусковитовых пегматитов и из пегматоидных гранитов, с которыми эти пегматиты связаны, в Мамском районе. Весьма близки они и по значениям индикаторных отношений  $Ti : Nb$  и  $Nb : Ta$ . В то же время биотит плагиоклазовых "пегматитов" (пегматитоподобные образования метаморфического происхождения) четко отличается по всем признакам от биотита гранитов и пегматитов, но близок к биотиту метаморфических пород.

Мусковит. В отличие от биотита, представленного преимущественно одной генетической разновидностью, мусковит в изученных пегматитах образует несколько генераций. Главное значение имеет мусковит кварц-мусковитового замещающего комплекса, развивающегося по полевым шпатам. Близок к нему по времени образования мусковит, развивающийся по биотиту. Обе разновидности образуются на стадии возрастания кислотности послемагматического процесса. В зонах кварцевого замещения, отвечающих следующей стадии — максимальной кислотности, возникает так называемый "пегматоидный" мусковит. На стадии нового повышения щелочности образуются еще две генерации мусковита: мусковит зон альбитизации и, наконец, мусковит зон растворения кварца, выполняющий хрусталоносные полости, содержащие (в числе других акцессорных минералов) колумбит.

Как уже было установлено для Мамского района /3/, генерации мусковита содержат резко различающиеся количества  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$ . В таблице 2 данные по нескольким генерациям приведены

Таблица I

Содержания  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$  в биотитах Восточной Сибири и Индии

| Место взятия образца                                     | Число<br>анали-<br>зов | $Ti$<br>% | $Nb$<br>ч.ч.м | $Ta$<br>ч.ч.м | $Ti:Nb$ | $Nb:Ta$ |
|--|------------------------|-----------|---------------|---------------|---------|---------|
| <b>Мамский район:</b>                                    |                        |           |               |               |         |         |
| Метаморфические породы                                   | 6                      | 1,80      | 34            | 2,8           | 539     | 12      |
| Первично метаморфические пла-<br>гиоклазовые "пегматиты" | 5                      | 1,66      | 36            | 10            | 461     | -       |
| Пегматоидные граниты                                     | 4                      | 2,00      | 90            | 6,4           | 222     | 14      |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 9                      | 2,01      | 96            | 6,3           | 209     | 15      |
| <b>Гутаро-Бирюсинский район:</b>                         |                        |           |               |               |         |         |
| Метаморфические породы                                   | 2                      | 1,62      | 39            | 11,2          | 416     | 3,5     |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 5                      | 1,83      | 86            | 13,5          | 213     | 6,4     |
| <b>Акуканский район:</b>                                 |                        |           |               |               |         |         |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 2                      | 1,61      | 125           | 10,5          | 129     | 12      |
| <b>Букачанский район:</b>                                |                        |           |               |               |         |         |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 5                      | 1,79      | 71            | 13,3          | 252     | 5,3     |
| <b>Приольхонский район:</b>                              |                        |           |               |               |         |         |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 2                      | 1,46      | 150           | 8,5           | 97      | 18      |
| Редкометалльно-мусковитовые<br>пегматиты                 | 6                      | 1,47      | 372           | 33            | 40      | 11      |
| <b>Баргинский район:</b>                                 |                        |           |               |               |         |         |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 5                      | 1,71      | 198           | 9,3           | 86      | 21      |
| <b>Кондаковский район:</b>                               |                        |           |               |               |         |         |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 3                      | 1,72      | 82            | 12,3          | 210     | 6,4     |
| <b>Бихарский пояс, Индия:</b>                            |                        |           |               |               |         |         |
| Незамещенные пегматиты<br>(бесслюдные)                   | 3                      | 1,72      | 58            | 9,2           | 297     | 6,3     |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 3                      | 1,36      | 91            | 9,8           | 149     | 9,3     |
| Редкометалльно-мусковитовые<br>пегматиты                 | 3                      | 1,35      | 223           | 46            | 61      | 4,8     |
| <b>Раджастанский пояс:</b>                               |                        |           |               |               |         |         |
| Мусковитовые пегматиты                                   | 2                      | 1,38      | 50            | 32            | 276     | 1,6     |

Таблица 2

Содержания Ti, Nb и Ta в мусковитах из пегматитов  
Восточной Сибири и Индия

| Место взятия образца   | Число<br>анализов | Ti<br>% | Nb<br>ч.м. | Ta<br>ч.м. | Ti:Nb | Nb:Ta |
|--|-------------------|---------|------------|------------|-------|-------|
| Мамский район:   |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 10                | 0,55    | 58         | 6,0        | 96    | 9,7   |
| Зоны кварцевого замещения  | 4                 | 0,38    | 62         | 10         | 61    | -     |
| Зоны альбитизации  | 6                 | 0,28    | 277        | 40         | 10    | 6,9   |
| Зоны растворения кварца  | 2                 | 0,26    | 29         | 17         | 90    | 1,7   |
| Гутаро-Бирюсинский район:  |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 7                 | 0,40    | 48         | 6,4        | 83    | 7,5   |
| Зоны кварцевого замещения  | 4                 | 0,29    | 38         | 4,5        | 76    | 8,4   |
| Акуканский район:  |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 4                 | 0,14    | 305        | 12,1       | 4,6   | 25    |
| Букачанский район:   |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 5                 | 0,40    | 44         | 8,4        | 91    | 5,2   |
| Приольхонский район:   |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 3                 | 0,22    | 292        | 15,5       | 7,5   | 19    |
| Баргинский район:  |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 4                 | 0,18    | 103        | 7,3        | 17    | 14    |
| Зоны альбитизации  | 3                 | 0,06    | 420        | 45         | 1,4   | 9,3   |
| Кондаковский район:  |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 5                 | 0,28    | 59         | 11,3       | 47    | 5,2   |
| Бихарский пояс, Индия:   |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс мусковитовых пегматитов                | 4                 | 0,25    | 46         | 4,8        | 54    | 9,6   |
| Мусковит-плагиоклазовые жилы                                       | 3                 | 0,28    | 38         | 4,3        | 74    | 8,8   |
| Зоны кварцевого замещения  | 2                 | 0,26    | 80         | 7,6        | 32    | 11    |
| Неллорский пояс:   |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс  | 2                 | 0,48    | 34         | 4,2        | 141   | 8,1   |
| Зоны альбитизации  |                   | 0,27    | 180        | 8,4        | 15    | 21    |
| Раджастанский пояс:  |                   |         |            |            |       |       |
| Кварц-мусковитовый комплекс мусковитовых пегматитов                | 2                 | 0,24    | 52         | 7,3        | 46    | 7,1   |
| Зоны кварцевого замещения мусковитовых пегматитов                  | 2                 | 0,13    | 79         | 12,4       | 16    | 6,4   |
| Кварц-мусковитовый комплекс редкометалльно-мусковитовых пегматитов | 2                 | 0,20    | 78         | 17,8       | 26    | 4,4   |
| Зоны кварцевого замещения в тех же пегматитах                      | 2                 | 0,09    | 285        | 24,7       | -     | 12    |
| Зона альбитизации там же   | 1                 | 0,22    | 250        | 29,2       | 8,8   | 8,6   |
| Зона растворения кварца  | 1                 | 0,09    | 190        | 5,4        | -     | 35    |

для шести районов. Везде мусковит зон альбитизации содержит повышенные количества Nb и Ta, превышающие средние цифры для мусковита гранитоидов /8,10/. Содержания же титана здесь обычно понижены. Мусковит зон кварцевого замещения занимает по содержаниям Ti, Nb и Ta как бы промежуточное положение между мусковитом кварц-мусковитового комплекса и мусковитом зон альбитизации. Исключение составляет Гутаро-Бирюсинский район, где ниобия и тантала в "пегматоидном" мусковите меньше; пониженные против промежуточных содержания тантала в этой генерации отмечаются также в Мамском районе, а титана - в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Раджастанского пояса.

Наиболее поздний мусковит - из зон растворения кварца - изучен лишь для Мамского и Раджастанского районов. В обоих случаях отмечается уменьшение содержаний Ti, Nb и Ta по сравнению с мусковитом зон альбитизации. В Мамском районе особенно резкое падение концентраций наблюдается для ниобия, а в Раджастане - для тантала. В результате значения отношения Nb:Ta в первом случае минимально, а во втором - максимально. Вообще же это отношение довольно стабильно: оно изменяет свою величину в пределах 5-25, а в большинстве случаев - от 8 до 14. Отношение Ti:Nb отличается намного большей дисперсией - его значения изменяются в пределах двух порядков: от 1,4 в зонах альбитизации Баргинского района до 141 в кварц-мусковитовом комплексе Неллорского пояса.

Естественно, что сравнение результатов по разным регионам, в связи с большими различиями между генерациями мусковита, можно проводить только по одной разновидности, входящей в состав кварц-мусковитового замещающего комплекса. Высокими содержаниями ниобия в этой генерации мусковита отличаются Акуканский, Приольхонский и Баргинский районы, повышенные концентрации тантала фиксируются в мусковитовых пегматитах Приольхонского и Акуканского районов. В этих же районах мусковит содержит пониженные количества титана. Как видим, это те же районы, которые выделялись по повышенным содержаниям Nb в биотите. А максимальные концентрации Ta как в мусковите зон кварц-мусковитового замещения, так и в биотите фиксируются в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Индии.

Обращают на себя внимание значительные различия по содержаниям изученных элементов в мусковите между собственно мусковитовыми и редкометалльно-мусковитовыми пегматитами Раджастанского пояса Индии. В то же время мусковит-плагиоклазовые жилы Бихарского пояса, образовавшиеся целиком на послемагматическом этапе, совершенно не отличимы по составу мусковита от зон кварц-мусковитового замещения в инъекционных пегматитовых телах.

### Обсуждение результатов

Большой интерес представляют проявления геохимической специализации пегматитов, выявляющиеся при сравнении районов или различных жил внутри районов. Естественно, что такое сравнение можно проводить только при прочих равных условиях, в частности по одинаковым разновидностям одного минерала. Как видно из приведенных анализов, среди семи мусковитоносных районов Восточной Сибири четко выделяются две группы. В первую входят районы проявления типичных мусковитовых пегматитов: Мамский, Гутаро-Бирюсинский, Кондаковский и Букачанский, а во вторую — районы развития пегматитов, приближающихся по ряду признаков к редкометалльно-мусковитовым: Приольхонский, Акуканский и Баргинский. Для первой группы характерны повышенные содержания титана в биотите и мусковите, пониженные содержания Nb и Ta, более высокие значения отношений  $Ti:Nb$  и  $Ti:Ta$  в слюдах. Этим же районам свойственны максимальные содержания Pb, Ba и Sr в калиевых минералах. Пегматиты второй группы отличаются повышенными содержаниями Nb и Ta, а также Sn и F в слюдах, высокими концентрациями Rb и Cs в калиевых полевых шпатах и слюдах.

Различия между районами по содержаниям Pb, Ba, Sr, Rb и Cs в калиевых минералах были объяснены одним из авторов /15/ влиянием давления в процессе формирования пегматитов. Как известно, повышение давления способствует изоморфному вхождению в минералы элементов, уменьшающих параметры элементарной ячейки, увеличивающих координационное число и энергию атомизации кристаллов /16/. Естественно, что давление будет способствовать вхождению на позиции калия двухвалентных относительно не-

больших ионов Rb, Ba и Sr, но препятствовать вхождению одновалентных крупных ионов Rb и Cs. Типичные мусковитовые пегматиты формируются при начальном давлении 7-8,5 кбар, что и вызывает их геохимическую специализацию: повышенные против кларковых содержания Rb, Ba и Sr, пониженные - большинства других элементов-примесей. Пегматиты переходного типа (вторая группа районов) образуются при относительно пониженных давлениях, в результате чего их специализация выражена не столь четко, хотя и они выделяются на фоне средних содержаний элементов в пегматитах повышенными концентрациями Ba и Sr.

Аналогичным образом можно объяснить, почему биотит пегматитов первой упомянутой группы характеризуется повышенными содержаниями титана. Чем выше давление на магматическом этапе формирования пегматитовых тел, тем, по-видимому, выше оно и в начале послемагматического этапа. Изоморфному вхождению четырехвалентного иона титана на позиции двухвалентного магния или железа должно способствовать повышение давления. Не случайно максимальные концентрации Ti отмечаются в биотите (и мусковите) Мамского района - наиболее типичного района развития мусковитовых пегматитов.

Распределение Nb и Ta, которые дают повышенные концентрации в слюдах пегматитов второй группы объяснить труднее. Видимо, главную роль в изменении энергетики кристаллов играют не пятивалентные ионы Nb<sup>5+</sup> и Ta<sup>5+</sup>, а так называемые "компенсирующие" /II/ элементы. Например, при замещениях типа Mg<sup>2+</sup>Ti<sup>4+</sup>Na<sup>+</sup>Nb<sup>5+</sup> увеличение заряда у одного элемента происходит одновременно с уменьшением заряда второго элемента. Детали общего изменения энергетики кристаллической решетки при гетеровалентных замещениях во многом еще неясны. Во всяком случае и Nb и Ta ведут себя по сравнению с титаном прямо противоположным образом.

В мусковите содержания Ti, Nb и Ta являются "унаследованными" только в случае развития мусковита по биотиту. При образовании кварц-мусковитового агрегата в основном по полевым шпатам биотит не может быть единственным источником этих элементов-примесей. Количество мусковита в замещенных пегматитовых телах во много раз превышает количество биотита в незамещенных телах, а титана в мусковите всего в 4-10 раз мень-

ше, чем в биотите тех же тел (ср. табл. I и табл. 2). Концентрации ниобия в первой генерации мусковита обычно лишь в 1,5–2 раза меньше их концентраций в биотите, содержания тантала нередко близки, а в Акуканском и Приольхонском районах концентрации Nb и Ta в мусковите выше, чем в биотите. Ясно, что наблюдающийся в ряде случаев вынос Ti, Nb и Ta в процессе мусковитизации биотита /5/ не может полностью объяснить таких соотношений. Причиной сохранения разницы между районами по содержаниям трех элементов в мусковите является, видимо, сохранение различий в величине давления на протяжении послемагматического этапа.

Косвенным доказательством справедливости такого предположения является уменьшение содержаний Ti и увеличение содержаний Nb и Ta в мусковитах зон кварцевого замещения и зон альбитизации, образующихся при последовательном снижении давления (и температуры) от стадии к стадии процесса. Если уменьшение содержаний Ti можно объяснить и снижением температуры, то обратное поведение Nb и Ta определяется только изменением давления. В результате мусковит зон альбитизации пегматитов Мамского района содержит примерно столько же ниобия, сколько мусковит зон кварц-мусковитового замещения в Приольхонском или Акуканском районе.

Основным источником Ti, Nb и Ta, входивших в состав мусковита метасоматических зон, были послемагматические растворы, содержавшие избыток этих элементов в результате широко проявленных процессов замещения рудных и темноцветных минералов во вмещающих породах. Образование ореолов измененных пород вокруг пегматитовых тел происходило синхронно с процессами замещения внутри тел и наиболее интенсивно – во время мусковитизации пегматитов. Содержания титана снижаются во всех зонах ореолов, а ниобия и тантала – в части зон. Значительные объемы измененных пород создавали в растворах избыточные концентрации Ti, Nb и Ta. Степень вхождения этих элементов в образующийся мусковит пегматитов и зон мусковитизации вмещающих пород определялась термодинамическими параметрами процесса.

Особняком стоит последняя генерация мусковита – мусковит

зон растворения кварца, в котором содержания всех трех рассматриваемых элементов снижены, несмотря на резкое падение давления при образовании этих зон. Последняя генерация мусковита возникает при низкотемпературной "очистке" (автолизии) мусковита зон альбитизации. Во время замещения и перекристаллизации последнего возникают собственные минералы Nb и Ta, а количество примесей этих элементов в мусковите значительно сокращается. Характерно, что в Мамском районе в зонах растворения кварца присутствует колумбит с отношением Nb:Ta около 3:1, а в зонах поздней минерализации жилы Раджгарх Раджастанского пояса, к которой относятся данные двух последних строк таблицы 2, встречаются колумбо-танталит и микролит. Эти соотношения могут свидетельствовать в пользу предположения о возникновении минералов ряда колумбит-танталит в результате выноса из мусковита: в Мамском районе — преимущественно ниобия, а в Раджастанском — преимущественно тантала (см. табл. 2).

На примере генераций мусковита в пегматитах Мамского района видно последовательное снижение от первой генерации к третьей величин отношений  $Ti:Nb$  или  $Ti:(Nb + Ta)$ , которые могут служить индикаторами развития пегматитового процесса /2/. Четвертая генерация мусковита образуется при резком изменении условий минералообразования, отмечаемом как по содержаниям элементов, так и по значениям отношений элементов.

#### Выводы

1. Содержания  $Ti$ , Nb и Ta в минералах-носителях мусковитовых пегматитов, биотите и мусковите, определяются специализацией пегматитов. В редкометалльно-мусковитовых пегматитах слюды содержат повышенные количества Nb и Ta, пониженные концентрации  $Ti$ . В слюдах типичных мусковитовых пегматитов содержания ниобия и тантала понижены по сравнению со средними, а титана — повышены.

2. В мусковитоносных районах, характеризующихся относительно меньшей глубиной формирования, содержания  $Ti$ , Nb и Ta в слюдах имеют промежуточные значения.

3. Главнейшим фактором, определяющим геохимическую специализацию пегматитов, следует предполагать давление при минералообразовании. Высокое давление способствует изоморфизму  $Ti$ ,  $Ba$  и  $Sr$  и препятствует вхождению  $Ta$ ,  $Nb$ ,  $Rb$  и  $Cs$  в слюды и полевые шпаты.

4. В генерациях мусковита, возникающих при последовательном снижении давления и температуры, наблюдается рост содержаний  $Nb$  и  $Ta$  и падение содержаний  $Ti$ .

5. Мусковит, образующийся на последней стадии послемагматического этапа в ассоциации с крупными кристаллами минералов ниобия и тантала, содержит резко пониженные по сравнению с предыдущей генерацией количества  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$ .

#### Литература

1. Барсанов Г.П., Кузнецов К.М., Федотов А.Ф. О форме нахождения тантала и ниобия в породообразующих и акцессорных минералах пегматитов. - В кн.: Проблемы кристаллологии. М., Изд. МГУ, 1971.
2. Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса. - В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сесс. Докл. сов. геол. М., Изд. АН СССР, 1960.
3. Знаменский Е.Б., Макагон В.М., Макагон Л.Д., Шмакин Б.М. Титан, ниобий, тантал, цирконий и гафний в слюдах мусковитовых пегматитов (Мамский район). - В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., "Наука", 1971.
4. Знаменский Е.Б., Родионова Л.М., Кахана М.М. О распределении ниобия и тантала в гранитах. - Геохимия, № 3, 1957.
5. Знаменский Е.Б., Шмакин Б.М. О важном источнике акцессорной минерализации в слюдоносных пегматитах. - Докл. АН СССР, т. 169, № 5, 1966.
6. Костюкова Е.С., Лосева А.Ф., Полежаева З.Я. Способы повышения чувствительности спектрографического определения ниобия и тантала в рудах. - Тр. Иргиредмет, вып. 14, 1967.
7. Кринберг И.А., Цыханский В.Д. Спектрохимическое определение малых количеств ниобия и тантала в горных породах. - Журн. аналит. хим., т. 7, вып. 4, 1962.

8. Ляхович В.В. Средние содержания тантала, ниобия и титана в биотитах гранитоидов. - Геохимия, № 10, 1970.
9. Петровская Н.В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. ОНТИ, 1937.
10. Ситнин А.А. О содержании тантала и ниобия в слюдах из гранитоидов. - Геохимия, № 9, 1966.
11. Таусон Л.В. К вопросу об энергетике гетеровалентного изоморфизма в силикатах. - Докл. АН СССР, т. 72, № 2, 1950.
12. Цыханский В.Д., Конусова В.В. О возможности определения малых количеств тантала в горных породах фотометрическим методом. - Изв. СО АН СССР, т. 3, вып. I, 1965.
13. Чирвинский П.Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьк. унив., 1953.
14. Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии. - Изв. АН СССР, сер. геол. № I, 1970.
15. Шмакин Б.М., О роли давления в геохимической специализации гранитов и пегматитов. - Геохимия, № 12, 1971.
16. Щербина В.В. Зависимость изоморфных замещений от давления. - Геохимия, № 5, 1965.

С. А. Кашик, В. Н. Мазилев

РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ  
ПО МИНЕРАЛАМ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ С ПОМОЩЬЮ  
ДИСКРИМИНАНТНЫХ ФУНКЦИЙ

Палеоген-неогеновые отложения впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны расчленяются на четыре свиты: терригенно-эффузивную (условно палеогенового возраста), танхойскую (миоцен - нижний плиоцен), аносовскую (средний и верхний плиоцен) и ахаликскую (верхний плиоцен - нижний плейстоцен). На юго-восточном побережье оз. Байкал (Южнобайкальская впадина) в середине 50-х годов Г. Б. Пальшиным и Н. Н. Глазуновой среди осадков танхойской свиты были выделены танхойская, мишихинская и клеевская фации, под которыми понимались разновозрастные слои, распространенные на определенных территориях и сформированные в разнотипных фациальных условиях. Литологические исследования отложений танхойской свиты, проведенные в последние годы, показали, что четкие генетические различия существуют лишь между танхойской фацией, с одной стороны, и мишихинской и клеевской - с другой. Это обстоятельство послужило основанием для объединения двух последних фаций в одну клеевско-мишихинскую фацию.

Особенности осадконакопления в рифтовых впадинах байкальского типа накладывают определенную специфику на характер распределения терригенных минеральных комплексов. В прибортовых частях депрессий терригенно-минералогические ассоциации отражают состав близлежащих областей сноса, тогда как в центральных частях, где осадконакопление осуществлялось за счет кру-

гового привноса обломочного материала, возникали усредненные по составу терригенные комплексы минералов с незначительными различиями в отдельных разрезах. Так, например, традиционное сопоставление минерального состава танхойской свит Тункинской впадины не позволяет выявить коррелирующие минералы, поскольку та и другая характеризуются одной альмандин-эпидот-рогово-обманковой терригенно-минеральной ассоциацией. В этой связи возникла необходимость выявить наиболее информативные минералы, с помощью которых можно было бы попытаться расчленить названные свиты. Решение поставленной задачи осуществлялось с помощью методов математической статистики.

При обработке минералогических анализов тяжелой фракции предпринималась попытка построения многомерных критериев для расчленения разрезов и сопоставления (сравнения) отдельных стратиграфических подразделений в различных впадинах. Было использовано около 200 анализов.

С помощью линейных дискриминантных функций вида:

$$Z(x) = a_0 + a_1 x_1 + \dots + a_j x_j, \quad (1)$$

где  $x_j (j=1, 2, \dots, j)$  — процентное содержание  $j$ -ого минерала,  $a_j (j=1, 2, \dots, j)$  — эмпирические коэффициенты, сопоставлялись танхойская и клеевско-мишихинская фации, танхойская и ановская свиты в Тункинской впадине и на юго-восточном побережье оз. Байкал.

Поскольку методика построения решающих функций типа (1) несколько отличается от общепринятых методов вычисления дискриминантных функций /1/, по-видимому, следует сделать некоторые краткие пояснения.

В качестве дискриминатора использовалось уравнение множественной регрессии, связывающее процентный состав минералов тяжелой фракции различных свит с присвоенным этим свитам числовым кодом.

Матрица исходных данных в последующих вычислениях задавалась следующим образом:

$$\begin{array}{cccc}
 x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1j} & Z_1 \\
 x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2j} & Z_2 \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 x_{i1} & x_{i2} & \dots & x_{ij} & Z_i \\
 \hline
 x_{(i+1)1} & x_{(i+1)2} & \dots & x_{(i+1)j} & Z_{i+1} \\
 x_{(i+2)1} & x_{(i+2)2} & \dots & x_{(i+2)j} & Z_{i+2} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 x_{k1} & x_{k2} & \dots & x_{kj} & Z_k
 \end{array}$$

где  $x_j$  ( $j = 1, 2, \dots, j$ ) - процентное содержание  $j$ -ого минерала, а  $Z_k$  ( $k = 1, 2, \dots, i, i+1, \dots, k$ ) - числовое значение кода, причем  $Z_1 = Z_2 = \dots = Z_i$  и  $Z_{i+1} = Z_{i+2} = \dots = Z_k$

Таким образом, вся матрица, имеющая размеры  $k \times j$ , разбивалась на две подматрицы  $i \times j$  и  $(k-i) \times j$ , каждая из которых соответствовала определенной свите.

Реализация решения матрицы (2) осуществлялась с помощью ЭЦММ БЭСМ-2м по алгоритму Я.И.Луковского (1961).

Мерой, разделяющей силы дискриминатора, служило значение коэффициента корреляции ( $R$ ) и ошибка функции (I)  $S_Z$ .

Первоначально деление свит и фаций производилось по всем установленным в пробах минералам тяжелой фракции. Затем с помощью стандартизованных коэффициентов  $\beta_j$  ( $j = 1, 2, \dots, j$ ) устанавливались наиболее информативные минералы, по которым строилась окончательная функция деления.

В конечном итоге были получены следующие дискриминантные функции.

На юго-восточном побережье оз. Байкал танхойская и аносовская свиты расчленяются по четырем минералам.

$$Z = 2,02 - 0,0015 \text{ лимонит} - 0,017 \text{ силлиманит} - 0,0047 \text{ биотит} + 0,0041 \text{ турмалин.}$$

При этом коэффициент корреляции процентного содержания минералов с кодовым числом равен 0,92, а стандартная ошибка функции составляет 0,18.

Вычисленные по этому дискриминатору значения средних  $Z$  различаются на уровне, превышающем вероятность 0,001. Рассчитанное для этого уровня пороговое значение  $Z$  равно 1,65.

Таким образом, если вычисленное по процентному содержанию четырех минералов значение  $Z$  будет превышать величину 1,65, осадки следует относить к танхойской свите, в случае значений меньших 1,65 - к аносовской.

В тункинской впадине для расчленения разреза на танхойскую и аносовскую свиты требуется больший набор минералов. В данном случае дискриминатор принимает вид:

$Z = 1,02 + 0,207 \text{ магнетит} + 0,582 \text{ рутил} + 0,21 \text{ дистен} - 0,002 \text{ сидерит} + 0,0757 \text{ лейкоксен} + 0,00323 \text{ эпидот} + 0,0137 \text{ альмандин} - 0,006 \text{ силлиманит} + 0,023 \text{ турмалин} - 0,001 \text{ ильменит}.$

Коэффициент множественной корреляции здесь ниже и равен 0,578, а стандартная ошибка функции составляет 0,36. Тем не менее вычисленные значения средних по полученному уравнению различаются на достаточно высоком уровне (0,005).

Критерием отнесения осадков к танхойской свите является значение  $Z < 1,55$ , тогда как для аносовской свиты числовая величина  $Z$  должна превышать 1,55.

Наконец, для различия танхойской и клеювско-мишихинской фаций был выведен следующий дискриминатор:  $Z = 2,78 - 0,0073 \text{ пирит} - 0,0231 \text{ сидерит} - 0,0178 \text{ лимонит} - 0,0122 \text{ лейкоксен} - 0,0201 \text{ эпидот} - 0,0065 \text{ альмандин} - 0,0205 \text{ роговая обманка} - 0,0074 \text{ биотит} - 0,0069 \text{ турмалин} - 0,0046 \text{ ильменит} - 0,0914 \text{ шпинель}.$

Коэффициент множественной корреляции для приведенного дискриминатора достигает величины 0,902. Это указывает, что в данной функции учтено более 80% всех факторов, влияющих на различие между фациями.

Различия между вычисленными средними значениями кодов по последней функции превышают уровень вероятности 0,001.

Пороговая величина  $Z$  составляет 1,45. Таким образом, в случае значений, больших этого числа, породы следует относить к танхойской фации, а в случае меньших - к клеювско-мишихинской.

Безусловно, вычисленные дискриминаторы не гарантируют точности и не следует делать выводов о принадлежности к той или

иной свите по единичным анализам по той причине, что определение процентного состава минералов не свободно от ошибок. Для каждого дискриминатора можно рассчитать необходимое число минералогических анализов по формуле:

$$n = \left( \frac{1,96 S_z}{m_{z_{доп}}} \right)^2,$$

где  $n$  - число анализов,  $S_z$  - среднеквадратичная ошибка функции и  $m_{z_{доп}}$  - максимально допустимая ошибка  $Z$ , гарантирующая точность идентификации в 95 случаях из 100.

#### Литература

1. Луковский Я.И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Госстатиздат, 1961.
2. Миллер Р., Кан Дж. - Статистический анализ в геологических науках. М., "Мир", 1965.

ИССЛЕДОВАНИЕ АМФИБОЛОВ СЕРИИ РИБЕКИТ-КАЛЬЦИЕВЫЙ  
РИБЕКИТ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОГО МИКРОЗОНДА

Ранее были описаны химические и ряд физических свойств амфиболов серии рибекит-кальциевый рибекит из контактовой биметасоматической зоны микроклинитов, образовавшихся при диффузионном взаимодействии щелочных гранитов и вмещающих их габброидов /1-4/. Было показано, что вариации химического состава минералов серии не объясняют экстремальных значений комплекса физических параметров: энтальпии различных термических эффектов, их энергии активации, полуширины основной полосы в ИК-спектре, энергий активации электропроводности /3,5/. Для объяснения этих результатов было высказано предположение о различной упорядоченности в структуре рибекита, зависящей не только от химического состава, но и от скорости кристаллизации и условий, ее сопровождающих. Эти условия различны на разных расстояниях от контакта.

Серия рибекит-кальциевый рибекит была исследована на рентгеновском микроанализаторе MS-46 при диаметре электронного зонда 1-2 мк.

Особый интерес представляло выяснение гомогенности амфиболов. Такая гомогенность по распределению Ca, K, Mg, Fe, Si, Al была найдена только у образцов центральной зоны (5а, 6а), для которых и предполагалась наибольшая степень упорядоченности структуры. В образцах 1а и 3а, примыкающих к габбро, и в симметричном им по отношению к центру зоны - образце 9а, примыкающем к граниту, были обнаружены закономерно ориентирован-

ные "включения" флюорита.

"Включения" флюорита расположены правильными рядами, параллельными плоскостям спайности амфибола, образуя своеобразную сетку. Судя по растровым фотографиям в лучах  $\text{CaK}_\alpha$ ,  $\text{SiK}_\alpha$ ,  $\text{FeK}_\alpha$  в двух проекциях, форма включений близка к веретенообразной, иногда каплевидной. "Включения" изолированы друг от друга, а не образуют сплошных прожилковидных агрегатов. Максимальные размеры веретена достигают в длину — 30 мк при толщине 5–6 мк. По внешнему облику, закономерному расположению эти "включения" весьма напоминают картину пертитов распада в щелочных полевых шпатах. Количество "включений" флюорита максимально в образце За (максимальное содержание кальция) и составляет ~ 3–5% (по объему).

Необходимо было проверить, не являются ли "включения" результатом наложенной флюоритизации рассматриваемых биметасоматических пород. С этой целью анализу на микрозонде были подвергнуты сосуществующие с амфиболами микроклины. Ни в одном из образцов микроклина даже в непосредственной близости от зерен рибекита включений флюорита либо других кальциевых или фтористых минералов обнаружено не было.

В связи с этим весьма вероятно, что флюорит в образцах Ia, За, За является генетически связанным с рибекитом. Эта связь может быть двоякого рода, однако в обоих случаях кальций следует считать принадлежащим структуре амфибола, а не привнесенным извне.

Рассмотрим возможные объяснения. Во-первых, флюорит может являться продуктом распада твердого раствора  $\text{Ca} - \text{F} - \text{рибекита}$ . В пользу этого предположения говорит форма "включений", их закономерное "пертитоподобное" расположение, зависимость количества "включений" от состава рибекита. Во-вторых, не исключено, что "включения" флюорита могли образоваться за счет воздействия фтористого флюида на минералы микроклинитов. В этом случае флюорит образовывался бы именно в амфиболе, а не в микроклине из-за повышенного содержания кальция в первом.

При любой трактовке генезиса флюоритовых "включений" количество их в рибекитах таково, что не может существенно повлиять на сделанные ранее /I/ выводы о статусе кальциевого рибекита.

кита, так как большая часть кальция остается в структуре щелочного амфибола.

Смесимость (хотя бы в небольшой степени) столь разных по структуре флюорита и амфибола до сих пор, насколько нам известно, не исследовалась. Приведенные факты не исключают подобной возможности.

В силу отсутствия экспериментальных данных объяснения наблюдаемых явлений могут быть различными. На наш взгляд, распад первично гомогенного Са - рибекита мог происходить за счет, например, понижения температуры, если оно сопровождается повышением активности фтора во флюиде. В этом случае при более высокой активности фтора со стороны гранитов и понижении ее в сторону габбро, возможен частичный распад Са - рибекитов. Со стороны гранита он будет обусловлен высокой активностью фтора при сравнительно низких содержаниях кальция в рибеките, со стороны габбро - за счет высоких содержаний кальция. Не менее вероятно, что распад Са - F - рибекитов происходил при понижении температуры ниже субсолидуса, если последний имеет точку минимума. Дальнейший анализ должен показать реальность моделей, предложенных для объяснения описанных факторов.

#### Литература

1. Коваленко В.И., Писарская В.А., Николаева Д.Х. Докл.АН СССР, 169, № 5, 1966.
2. Коваленко В.И., Брандт С.Б. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. I, М., 1969.
3. Лapidес И.Л., Брандт С.Б., Коваленко В.И.-Докл.АН СССР, 177, № 3, 1967.
4. Афонина Г.Г., Коваленко В.И., Писарская В.А.-Докл.АН СССР, 187, № 6, 1969.
5. Лapidес И.Л. Автореф.дисс. на соискание уч.степени канд. физ.-мат.наук. Иркутск, 1969.

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ИЗ ПЕГМАТИТОВ  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Задачей настоящей работы является выяснение особенностей термостимулированной люминесценции (ТСЛ) полевых шпатов из различных пегматитов Восточной Сибири. С этой целью изучены серии образцов из редкометалльных, мусковитовых, керамических и амазонитовых пегматитов.

Редкометалльные пегматиты, из которых отобраны образцы полевых шпатов, относятся к микроклин-альбитовым со оподуменом, которые обычно очень слабо дифференцированы, и зональным микроклиновым и микроклин-альбитовым с амблигонитом, лепидолитом и полихромными турмалинами пегматитам.

Мусковитовые пегматиты слагают как крупные недифференцированные тела (гранитовидные пегматиты, гранит-пегматиты), так и жилы с зональным строением. Характеристика этих пегматитов и полевых шпатов из них приведена в работах одного из авторов /2/ и других исследователей /8,9/.

Изученные жилы керамических пегматитов представляют собой крупные зональные тела. В одном из них приконтактовые зоны сложены плагиоклазовым и микроклин-плагиоклазовым среднезернистым пегматитом, который к центру жилы сменяется графическим плагиоклаз-микроклиновым с участками анографического пегматита. Следующая зона - блоковый микроклиновый, иногда плагиоклаз-микроклиновый пегматит. В этой зоне встречается пустота выщелачивания калишпатов, в которых наблюдаются друзы кристаллов кварца и альбита. В центральной части пегматитово-

го тела находится кварцевое ядро. Вторая изученная жила отличается от первой отсутствием блоковой зоны и кварцевого ядра и наличием альбитовой зоны с акцессорной редкометальной минерализацией в ее апикальной части. Детальное описание этой жилы приведено в работе /3/.

Жила амазонитовых пегматитов также имеет зональное строение. Приконтактовая ее зона сложена мелкозернистым плагиоклазовым пегматитом. К центру она сменяется графическим микроклиновым и апографическим микроклин-плагиоклазовым пегматитами. В центральной части жилы залегают блоковый микроклиновый пегматит, в котором микроклин представлен амазонитом, и кварцевое ядро. В жиле интенсивно развит процесс альбитизации.

Изучение ТСЛ полевых шпатов выполнено по установке, описанной в работе /7/. Полученные кривые ТСЛ сопоставлялись по форме и температурному положению определенных максимумов и величине их интенсивности ( I ). Были также сняты спектры излучения и рентгенолюминесценции (РЛ).

Спектры излучения и рентгенолюминесценции (Рл) снимались в интервале температур 120–220<sup>0</sup>С, спектры РЛ – при напряжении 40 кв и токе 16 ма на трубке с вольфрамовым анодом с помощью монохроматора ДМР-4, спектры излучения – с помощью ЭМР-4.

Калиевые полевые шпаты. Как видно из таблицы I, калишпаты из различных пегматитов существенно различаются по параметрам кривых ТСЛ.

Кривые ТСЛ амазонитов и неокрашенных микроклинов из зон позднего минералообразования в жилах редкометальных и керамических пегматитов отличаются от кривых ТСЛ калишпатов из других пегматитов наличием пика с максимумом при 110–150<sup>0</sup>.

Спектры излучения и РЛ амазонита и неокрашенных микроклинов из керамических альбитизированных пегматитов отличаются от спектров калишпатов мусковитовых пегматитов наличием сильной ультрафиолетовой полосы излучения с максимумом при 280 нм (рис. I). Эта полоса, вероятно, соответствует пику ТСЛ с максимумом 110–150<sup>0</sup> и связана с центром захвата электронов Рb<sup>+</sup>, возникающим при замещении калия свинцом в кристаллической решетке калишпата и наблюдаемым в спектре ЭПР амазонита /5/. Данные спектрального анализа показывают максимальные содержа-

Таблица I

Температура (T°C) и интенсивность (I) максимумов ТСЛ  
каллишатов из различных пегматитов Восточной Сибири

| № обр.  | $\Delta\rho$ | T°C | I    | T°C  | I     | T°C | I     | T°C | I    |
|---|--------------|-----|------|------|-------|-----|-------|-----|------|
| Жилы керамических пегматитов  |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| Жила I  |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| 520   | 0,93         |     |      | 208  | 1310  | 274 | 660   | 350 | 374  |
| 395   | 0,98         |     |      | 220  | 1290  | 303 | 630   | 363 | 310  |
| 364   | 0,98         | 125 | 105  | 219  | 345   | 287 | 270   | 353 | 190  |
| 503   | 0,90         | 180 | 690  | 233  | 280   | 283 | 140   |     |      |
| Жила 2  |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| 15  | 0,75         |     |      | 213  | 5480  | 278 | 2160  |     |      |
| 5   | 0,96         |     |      | 212  | 1290  | 277 | 507   | 378 | 330  |
| 77  | 0,95         | 122 | 66   | 215  | 230   | 283 | 166   | 353 | 140  |
| 84  | 1,00         | 120 | 31   | 216  | 270   |     |       | 353 | 88   |
| 40  | 0,96         | 124 | 30   | 235  | 135   |     |       | 353 | 82   |
| 44  | 0,95         | 130 | 33   | 227  | 84    | 250 | 160   | 323 | 70   |
| Жила амазонитовых пегматитов  |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| I06   | 0,93         |     |      | 216  | 278   |     |       | 358 | 263  |
| I29 <sup>a</sup>  | 0,95         |     |      | 223  | 110   |     |       | 353 | 80   |
| I47   | 0,91         | 133 | 50   | 215  | 110   |     |       | 353 | 95   |
| I49   | 1,00         | 120 | 10   | 203  | 25    |     |       | 337 | 50   |
| I23   | 0,94         | 124 | 8    | 203  | 20    |     |       | 341 | 125  |
| Жилы мусковитовых пегматитов  |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| 812   | 0,25         | 154 | 6000 | 195  | 12600 |     |       | 336 | 1400 |
| 7833  | 0,80         |     |      | 199  | 5400  | 256 | 2900  | 272 | 2300 |
| 807   | 0,73         |     |      | 193  | 6370  |     |       | 300 | 1440 |
| 788   | 0,90         |     |      | 216  | 2550  |     |       | 310 | 298  |
| 834   | 0,94         |     |      | 215  | 2340  |     |       |     |      |
| 771   | 0,93         |     |      | 225  | 1720  |     |       |     |      |
| 849   | 0,99         |     |      | 210  | 2140  |     |       | 310 | 341  |
| 7726  | 0,30         |     |      | 198  | 2590  |     |       |     |      |
| 7096  | 0,07         |     |      | 193  | 9100  |     |       |     |      |
| 7787  | 0,00         |     |      | 207  | 4000  |     |       |     |      |
| 7576  | 0,00         |     |      | 218  | 1170  |     |       |     |      |
| 6215  | 0,00         |     |      | 196  | 4000  |     |       |     |      |
| Жилы редкометалльных пегматитов<br>надифференцированные (со сподуменом) |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| I557  | 0,88         |     |      | 206  | 6160  | 280 | 2090  |     |      |
|   |              |     |      | 226  | 4920  |     |       |     |      |
| 2497/I  | 0,59         | 127 | 1850 | 193  | 13600 |     |       |     |      |
| 2497/2  | 1,00         |     |      | 193  | 11800 |     |       |     |      |
| 3073  | 0,78         | 150 | 1950 | 200  | 16200 |     |       |     |      |
| 3077  | 0,78         |     |      | 199  | 16400 | 234 | 9700  |     |      |
| б) зональные  |              |     |      |      |       |     |       |     |      |
| 2211  | 0,94         |     |      | 206  | 56500 | 276 | 22000 |     |      |
| 2136  | 0,89         | 127 | 7720 | 200  | 37500 |     |       |     |      |
| 2129  | 0,89         |     |      | 206  | 29000 | 273 | 1140  |     |      |
| 2158  | 0,93         |     |      | 188  | 6550  | 233 | 5320  | 426 | 1280 |
|   |              |     |      | 3000 |       |     |       |     |      |
|   |              | 158 | 6500 |      |       |     |       |     |      |
|   |              | 168 | 6800 |      |       |     |       |     |      |

Примечание: интенсивность максимумов ТСЛ здесь и далее выражена в условных единицах.

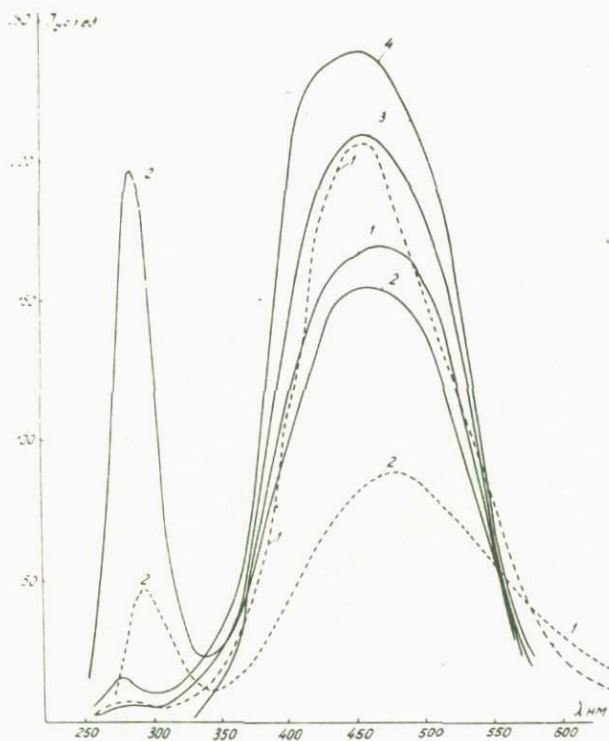


Рис. I. Спектры излучения (пунктирные линии) и рентгенолюминесценции (сплошные линии) калишпатов из пегматитов. 1 - обр. 7726, 2 - обр. 123, 3 - обр. 7787, 4 - обр. 834. Интенсивность РЛ уменьшена в 10 раз.

ния Рb в этих калишпатах.

Наиболее важным является проявленный на кривых ТСД всех калишпатов пик с температурой  $I_{90-235}^0$  (в среднем, около  $220^0$ ). Он связан с дырочным центром, возникающим при вхождении  $Al^{3+}$  в положение  $Si^{4+}$  в кристаллической решетке калишпатов /5/.

Спектры излучения и РД калишпатов из различных пегматитов характеризуются наличием интенсивной полосы излучения с максимумом при 470 нм (рис.1). Эта полоса соответствует максимуму с температурой около  $220^0$  на кривых ТСД и обусловлена также электронно-дырочными центрами в аллюмоокислородных тетраэдрах. Амазониты характеризуются низкой интенсивностью этого пика ( $I_{220}^0$ ), а на кривых ТСД калишпатов редкометалльных и мусковитовых пегматитов она наиболее высока. Особенно резко выделяются микроклины редкометалльных микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов, которые имеют ТСД с  $I_{220}^0$ , превышающей интенсивность этого пика для амазонитов в 2-3 тысячи раз.

Во всех пегматитовых телах  $I_{220}^0$  калишпатов понижается от внешних структурных зон жил к внутренним, т.е. с понижением температуры кристаллизации пегматитов. Температура максимума пика ТСД при этом смещается в более высокотемпературную область (за исключением амазонитов).

В работе /6/ отмечена четкая обратная связь между  $I_{220}^0$  и рентгеновской триклинностью  $\Delta\rho$  калишпатов и указаны ее причины. Наши данные показывают, что соотношения между этими величинами в калишпатах пегматитов более сложны. Так, максимальные микроклины различных по специализации и условиям образования пегматитов характеризуются очень широким интервалом значений  $I_{220}^0$ . Причем сравнение  $\Delta\rho$  и  $I_{220}^0$  в калишпатах из жил керамических пегматитов показывает, что при одинаковой  $\Delta\rho$  микроклинов  $I_{220}^0$  понижается от зоны их ранней кристаллизации к более поздним зонам. С другой стороны, калишпаты с  $\Delta\rho$ , равной 0, не отличаются существенно по величине  $I_{220}^0$  от максимальных микроклинов.

При детальном исследовании связи  $I_{220}^0$  со структурными особенностями калишпатов, проведенном нами, были выяснены причины этих противоречий. Главными факторами, определяющими величину  $I_{220}^0$ , являются характер изоморфных замещений в ка-

лишпатах и особенности их структурного состояния. Эта часть исследования детально освещается в работе /4/.

При изучении  $I_{220}^{\circ}$  и  $\Delta\rho$  калишпатов в пределах одного пегматитового тела устанавливается четкая обратная связь между этими величинами, что особенно хорошо видно на сериях калишпатов из жил мусковитовых пегматитов и, в частности, из жил I рудника Слюдянка (Мамский слюдоносный район), в которой  $\Delta\rho$  и  $I_{220}^{\circ}$  калишпатов изменяются в широком интервале (рис.2). Первая из этих величин возрастает от 0,25 в приконтактовой части нижних горизонтов жилы до 1,0 в центральной зоне ее верхнего горизонта, а  $I_{220}^{\circ}$  понижается в том же направлении почти на порядок.

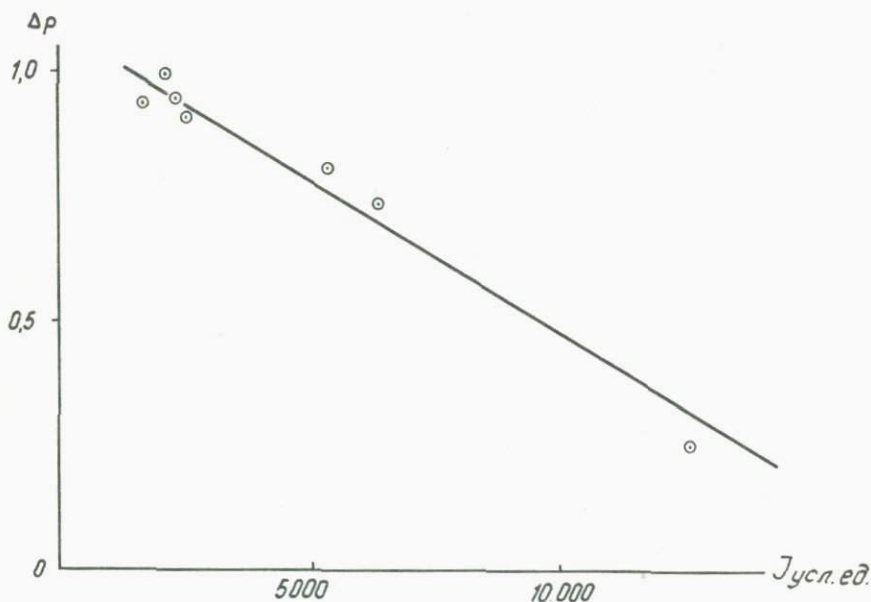


Рис.2 Связь между рентгеновской триклинностью ( $\Delta\rho$ ) и  $I_{220}^{\circ}$  в микроклинах из промышленной жилы мусковитовых пегматитов.

Пик ТСЛ с температурой максимума 250–280<sup>0</sup> проявлен только у части образцов калишпатов, он совершенно не наблюдается на кривых ТСЛ серии образцов из амазонитовых пегматитов и очень редок на кривых ТСЛ калишпатов мусковитовых пегматитов. Природа этого пика не выяснена.

Пик с температурой максимума 320–360<sup>0</sup> характерен для калишпатов керамических и амазонитовых пегматитов, он наблюдается также на кривых ТСЛ некоторых ортоклазов из мусковитовых пегматитов, но очень редко проявлен на кривых ТСЛ микроклинов из редкометалльных и мусковитовых пегматитов. Согласно результатам изучения ЭПР центров захвата в полевых шпатах, этот пик связан с электронным центром  $ti^{3+}$ , который рассматривается А.С.Марфуниным и Л.В.Бершовым как результат замещения  $ti^{4+} + e = ti^{3+}$  /5/.

Плаггиоклазы. На кривых ТСЛ плаггиоклазов из различных пегматитов низкотемпературные пики проявлены слабо и только в единичных образцах. Наиболее характерным для них, как и для калишпатов, является пик с температурой около 220<sup>0</sup>, связанный с дырочным центром в алюмоокислородном тетраэдре (таблица 2).

Спектры излучения и РЛ плаггиоклазов имеют сложную форму (рис.3). У кислых плаггиоклазов наблюдается обычно три полосы излучения, расположенные соответственно в ультрафиолетовой, голубой и желтой областях спектра. Наиболее интенсивная полоса с максимумом 550 нм присутствует на всех кривых термовысвечивания и достигает максимума интенсивности при 280<sup>0</sup>С. Природа этой полосы пока не ясна. Голубая полоса спектров РЛ несколько смещена в сторону коротких волн относительно спектров излучения и ассоциирует с электронно-дырочным центром в алюмоокислородном тетраэдре и пиком ТСЛ при 190–235<sup>0</sup>. В некоторых плаггиоклазах из мусковитовых пегматитов в ультрафиолетовой области имеются две полосы с максимумами 280 нм и 350 нм.

Величина  $I_{220^0}$  в плаггиоклазах обычно более высока, чем в образующихся одновременно с ними калиевых полевых шпатах. Сравнение плаггиоклазов из различных пегматитов показывает, что наибольшая  $I_{220^0}$  характерна для редкометалльных и мус-

Таблица 2

Температура ( $T^{\circ}\text{C}$ ) и интенсивность ( $I$ ) ТСИ плаггиоклазов  
из различных пегматитов Восточной Сибири

| № обр.  | Номер плаггиоклаза | $T^{\circ}\text{C}$ | $I$  | $T^{\circ}\text{C}$ | $I$   | $T^{\circ}\text{C}$ | $I$  | $T^{\circ}\text{C}$ | $I$  |
|---|--------------------|---------------------|------|---------------------|-------|---------------------|------|---------------------|------|
| <b>Жилы керамических пегматитов</b>                 |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| Жила I  |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| 396   | 30                 |                     |      | 214                 | 2080  |                     |      | 348                 | 22   |
| 500   | 28                 |                     |      | 217                 | 430   |                     |      | 365                 | 380  |
| 366   | 20                 |                     |      | 229                 | 230   |                     |      | 344                 | 500  |
| 534   | 5                  |                     |      | 210                 | 375   |                     |      |                     |      |
| Жила 2  |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| 4   | 25                 |                     |      | 211                 | 2068  |                     |      | 340                 | 550  |
| 74  | 22                 |                     |      | 232                 |       | 329                 | 333  | 349                 | 325  |
| 76  | 30                 |                     |      | 210                 | 687   | 287                 | 312  | 323                 | 382  |
| 85  | 14                 |                     |      | 203                 | 435   | 265                 | 196  | 328                 | 145  |
| 41  | 8                  | I60                 | II0  | 223                 | I437  |                     |      |                     |      |
| 45  | 5                  |                     |      | 217                 | II70  |                     |      | 313                 | 370  |
| <b>Жилы амазонитовых пегматитов</b>                 |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| I48   | I3                 |                     |      | 223                 | 38    |                     |      | 353                 | I96  |
| I52   | I2                 |                     |      | 223                 | I68   |                     |      | 349                 | 90   |
| I42   | 9                  |                     |      | 214                 | 90    |                     |      | 353                 | I90  |
| I88   | 3                  |                     |      | 222                 | I925  |                     |      | 325                 | 539  |
| <b>Жилы мусковитовых пегматитов</b>                 |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| 812   | 25                 |                     |      | I97                 | II100 |                     |      | 323                 | 5400 |
| 7833  | 24                 |                     |      | I98                 | 8800  | 210                 | I910 | 313                 | 3900 |
| 843   | 22                 | I25                 | 825  | 220                 | 6900  | 280                 | 3100 | 350                 | 360  |
| 852   | 20                 | II5                 | 231  | 235                 | 5280  | 280                 | 2112 | 350                 | I520 |
| 789   | 23                 |                     |      | 218                 | 4620  |                     |      | 312                 | 2900 |
| 772   | 22                 |                     |      | 212                 | 2850  | 286                 | I780 | 350                 | 726  |
| 759   | I7                 |                     |      | 220                 | I380  | 286                 | 396  | 316                 | 360  |
| 759I  | I8                 | I93                 | I900 | 216                 | II620 | 304                 | 5520 | 345                 | 4320 |
| 7589  | I2                 |                     |      | 209                 | 4125  |                     |      | 316                 | 525  |
| 7985  | 5                  |                     |      | 223                 | I525  |                     |      |                     |      |
| <b>Жилы редкометалльных пегматитов</b>              |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| а) недифференцированные (со сподуменом)             |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| I551  | 6                  |                     |      | 225                 | 2270  | 260                 | I540 | 343                 | 580  |
| I567  | 5                  |                     |      | 240                 | 2520  |                     |      | 350                 | 680  |
| 2496  | 5                  |                     |      | 235                 | I0200 |                     |      | 321                 | 2200 |
| 3076  | 7                  | I43                 | I80  | 240                 | 5100  |                     |      | 350                 | I800 |
| 2535  | 3                  | I27                 | 319  | 224                 | 4560  |                     |      | 323                 | 820  |
| б) дифференцированные (с амблигонитом, лепидолитом) |                    |                     |      |                     |       |                     |      |                     |      |
| 2102  | 8                  |                     |      | I94                 | 23750 | 275                 | 5500 | 340                 | 500  |
| 2141  | 5                  |                     |      | 223                 | 4800  |                     |      | 341                 | 2800 |
| 2152  | 4                  | I27                 | I07  | 245                 | I352  |                     |      | 347                 | 3080 |

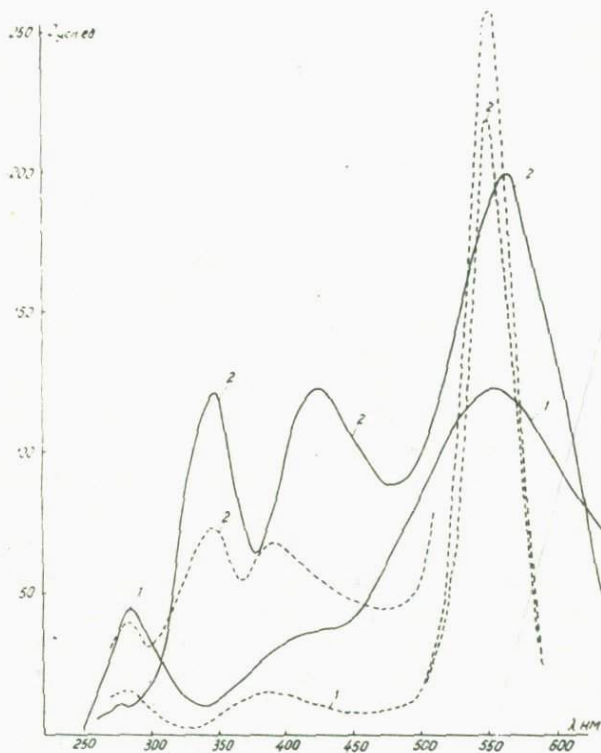


Рис.3. Спектры излучения (сплошные линии) и рентгенолюминесценции (пунктирные линии) плагиоклазов из пегматитов. 1 - обр. 796, 2 - обр. 7965. Интенсивность РЛ уменьшена в 10 раз.

ковитовых пегматитов. В зональных пегматитовых телах она понижается от плагиоклазов приконтактных зон к плагиоклазам центральных частей, однако альбиты поздних зон альбитизации в керамических пегматитах имеют более высокую  $I_{220^\circ}$ , чем плагиоклазы ранней кристаллизации, в то время как  $I_{220^\circ}$  ТСЛ альбитов, образующих кристаллы в зонах выщелачивания калишпатов в мусковитовых и керамических пегматитах, гораздо чиже, чем у более ранних плагиоклазов.

Особенно большое внимание при изучении ТСЛ плагиоклазов уделяется выяснению зависимости между содержанием анортитовой составляющей ( $A_n$ ) и интенсивностью этого пика ТСЛ. Бехтигером /10/ отмечалось понижение интенсивности ТСЛ с увеличением содержания  $A_n$  в серии скандинавских и северо-американских плагиоклазов с номерами от 0 до 59. Полученные нами данные показывают, что зависимость между составом плагиоклазов из изученных пегматитов и интенсивностью ТСЛ не является однозначной. В пределах некоторых жил пегматитов наблюдается прямая зависимость между номерами плагиоклазов и  $I_{220^\circ}$ , однако, как уже указывалось, альбит поздних зон альбитизации в керамических и амазонитовых пегматитах характеризуется более высокой  $I_{220^\circ}$ , чем ранние плагиоклазы, содержащие 10-30% анортита. Уровни  $I_{220^\circ}$  для плагиоклазов с одинаковым составом из пегматитов разных типов резко отличаются.

Пик 310-360° проявлен на кривых ТСЛ всех плагиоклазов. Здесь он имеет более высокую интенсивность, чем в калишпатах. В отличие от последних, этот пик наблюдается и на кривых ТСЛ плагиоклазов из редкометалльных и мусковитовых пегматитов. Он обусловлен в плагиоклазах, видимо, той же причиной, что и в калишпатах.

Плагиоклазы и калишпаты различных пегматитов резко отличаются по общей запасенной светосумме ТСЛ, величина которой прямо пропорциональна  $I_{220^\circ}$ . Наиболее высокие ее значения характерны для калишпатов и плагиоклазов из редкометалльных и мусковитовых пегматитов, минимальные — для полевых шпатов из амазонитовых пегматитов.

## Выводы

1. Пегматиты различных типов резко отличаются по особенностям ТСЛ полевых шпатов, и, следовательно, термолюминесцентные свойства этих минералов являются их важными типоморфными признаками.

2. ТСЛ плагиоклазов отличается от ТСЛ находящихся с ними в парагенезисе калиевых полевых шпатов, в первую очередь, более высокими значениями  $I_{220^{\circ}}$ .

3. Интенсивность пика с максимумом при температуре около  $220^{\circ}$ , обусловленного электронно-дырочными центрами в алюмо-кислородных тетраэдрах, отражает структурное состояние полевых шпатов, определяемое как их составом, так и физико-химическими условиями формирования пегматитовых тел.

4. Уменьшение величины  $I_{220^{\circ}}$  от внешних структурных зон пегматитовых тел к внутренним характеризует формирование структурных зон при последовательном понижении температуры минералообразующей среды.

## Литература

1. Галицкий В.С., Лысаков В.С., Серебrenников А.И. О влиянии физико-химических условий синтеза на характер термовысвечивания кристаллов кварца. - *Геохимия*, № 9, 1971.
2. Макагон В.М., Шмакин Б.М. Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария. *Изв. Всесоюз. геол. о-ва*, 1970, ч. 92, вып. 4.
3. Макагон В.М., Шмакин Б.М. О причине проявления редкометалльной минерализации в пегматитах с кларковыми содержаниями редких элементов. *Журнал Института геохимии СО АН СССР*, Новосибирск, 1971.
4. Макагон В.М., Серебrenников А.И., Афонина Г.Г. Связь термолюминесценции барийсодержащих калиевых полевых шпатов с их составом и структурой. - *Ежегодник Института геохимии СО АН СССР*. Новосибирск, 1972.
5. Марфулин А.С., Бершов Л.В. Парамагнитные центры в полевых шпатах и их возможное кристаллохимическое и петрографическое значение. *Докл. АН СССР*, т. 193, № 2, 1970.

6. Платонов А.Н., Рокарчук Т.А., Таращан А.Н., Щербачков И.Б. О связи термолюминесцентных свойств полевых шпатов с их структурными особенностями. Геол.журнал, т.31, № 2, 1971.
7. Серебренников А.И. Установка для изучения термолюминесценции минералов. - В кн.: Материалы конференции молодых ученых и аспирантов, ИГИГ СО АН СССР. "Наука", Новосибирск.
8. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., "Наука", 1970.
9. Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М., "Наука", 1969.
10. Bächtiger K. Die Thermolumineszenz einiger skandinavischer und nordamerikanischer Plagioklase (Teil V der Laboratoriumsuntersuchungen an Plagioklasen). Schweiz.Mineral. und Petrograph.Mitteil., 47, Nr 1, 1967.

ОЦЕНКА ВНУТРЕННИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРИРОДНЫХ КРИСТАЛЛАХ  
АЛМАЗА ПОЛЯРИЗАЦИОННО-ОПТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Задача количественного изучения внутренних напряжений в алмазе имеет важное практическое значение, ибо большинство природных кристаллов алмаза являются двулучепреломляющими, т.е. содержат внутренние напряжения /12/. Эти внутренние напряжения определяют прочность кристаллов при извлечении их из кимберлитов, а также при всех видах последующей механической обработки алмазов. Для количественного анализа напряжений в изотропных средах и реже в кристаллах (синтетического корунда /2/ и германия /1/) применялся поляризационно-оптический метод.

Измерение внутренних напряжений в кристаллах поляризационно-оптическим методом является более сложной задачей, чем измерение их в изотропных телах, ввиду несовпадения в кристаллах осей эллипсоида напряжений с осями оптического эллипсоида. Однако в кристаллах существуют определенные, связанные с их симметрией так называемые изотропные сечения, в которых эллипсоид напряжений соосен оптическому эллипсоиду. В кубических кристаллах класса  $O_h$ , и в частности в алмазе, такие сечения совпадают с плоскостями  $\{111\}$  /6/. Это очень важно, т.к. грани октаэдра являются единственными плоскими гранями в природных кристаллах алмаза, поэтому изучение внутренних напряжений в таких кристаллах возможно при наблюдении дупреломления в направлении  $\langle 111 \rangle$ .

При наблюдении вдоль направлений  $\langle 111 \rangle$  дупреломление  $\Delta n$  пропорционально разности главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ , дейст-

вующих в плоскости  $\{III\}$  .

$$\Delta n = C (\sigma_1 - \sigma_2), \quad (I)$$

где  $C = \frac{n_0^3}{6} [(\pi_{11} - \pi_{12}) + 2\pi_{44}]$  - фотоупругая постоянная,  $\pi_{11}$ ,  $\pi_{12}$ ,  $\pi_{44}$  - пьезооптические коэффициенты,  $n_0$  - показатель преломления естественного кристалла. Таким образом, измерив двупреломление и зная фотоупругую постоянную, можно по формуле (I) вычислить разность главных напряжений, действующих в плоскости  $\{III\}$  .

#### А. Определение фотоупругой постоянной алмаза

Фотоупругость кристалла, т.е. возникновение оптической анизотропии и связанного с ней двойного лучепреломления в первоначально изотропных телах под действием механических нагрузок, в общем случае величина анизотропная, она изменяется в зависимости от направления сжатия и наблюдения. Так, под воздействием механического напряжения  $\bar{\sigma}$ , приложенного вдоль оси куба и наблюдении вдоль направлений, перпендикулярных этой оси, двупреломление определяется выражением

$$\Delta n = \frac{n_0^3}{2} (\pi_{11} - \pi_{12}) \cdot \bar{\sigma} = A \cdot \bar{\sigma}, \quad (2)$$

где  $A = \frac{n_0^3}{2} (\pi_{11} - \pi_{12})$  - фотоупругая постоянная для указанных направлений сжатия и наблюдения /6/.

При сжатии и наблюдении вдоль осей  $\langle III \rangle$ , как это имело место в данной работе, фотоупругая постоянная может быть вычислена по формуле (I), для известных значений приложенных механических напряжений и измеренных величин  $\Delta n$ .

Имеющиеся в литературе данные определений фотоупругих постоянных алмаза значительно отличаются друг от друга /4,10,11/. Поэтому следовало уточнить их значения. В вышеуказанных работах фотоупругие постоянные алмаза определялись на специально выпиленных образцах и на малом числе кристаллов (один-три образца). Для повышения надежности определений нами в качестве образцов для исследований были отобраны пятнадцать гладкогранных остросереберных прозрачных бесцветных октаэдров, без видимых дефектов, изометричных или имеющих хотя бы одну пару параллельных изометричных граней, у которых отсутствовало естест-

венное двулучепреломление.

Для определения фотоупругой постоянной было сконструировано специальное устройство, состоящее из малогабаритного гидропресса I и приспособления II к столику поляризационного микроскопа МИН-5 для установки пресса (рис. I). Образец устанавли-

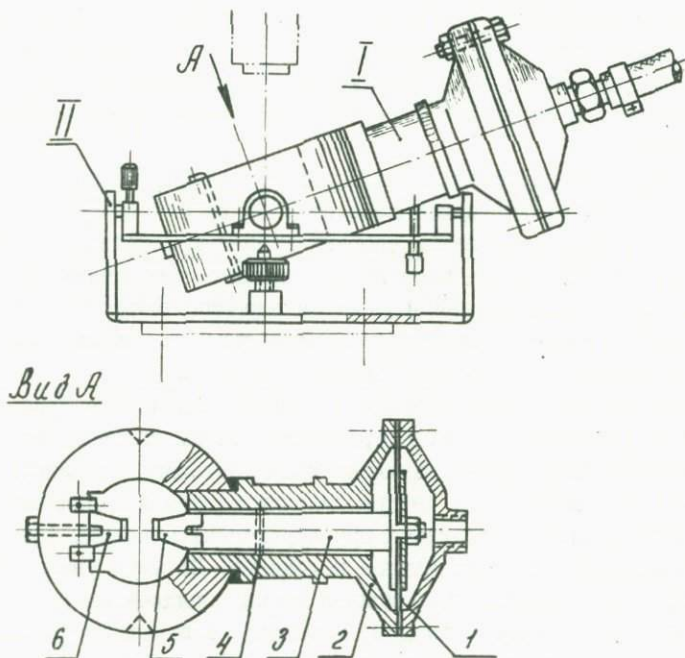


Рис. I Устройство для определения фотоупругой постоянной алмаза  
I - Малогабаритный гидропресс:  
1. поршень и резиновая мембрана;  
2. корпус пресса;  
3. плавающий шток, центрирующийся резиновым кольцом;  
4, 5 и 6 - сменные опоры с твердосплавными пластинками.  
II - Приспособление к столику поляризационного микроскопа МИН-5 для установки пресса.

вался между твердосплавными пластинками, плоскопараллельное прилегание пластин к опорным граням кристалла обеспечивалось

плавающим штоком 3. Между пластинами и образцом помещались прокладки из свинцовой фольги. Конструкция прессы обеспечивала равномерное распределение нагрузки на образец. Однородность напряжений контролировалась по симметрии интерференционной картины, а также по графику зависимости двупреломления от напряжения, приложенного к образцу. При очень малых и очень больших напряжениях точки отклонялись от прямой пропорциональности из-за неоднородности напряжений, фотоупругие константы рассчитывались в интервале нагрузок, где точки хорошо ложились на прямую.

Нагрузка на кристалл повышалась ступенями, через 10 кг. Приложенное напряжение изменялось от 1000 кг/см<sup>2</sup> до 5000 кг/см<sup>2</sup> в соответствии с площадью опорных граней кристалла. В качестве опорных выбиралась пара параллельных изометричных граней октаэдра, площадь их замерялась окуляр-микрометром с точностью 0,05 мм<sup>2</sup>. Измерения проводились несколько раз двумя наблюдателями, и вычислялось среднее значение площади.

Специальное приспособление к столику микроскопа (рис. I) позволило установить пресс с кристаллом таким образом, что ось микроскопа была перпендикулярна грани октаэдра, точность установки 0,5°. Наблюдение двупреломления велось в параллельном пучке поляризованного света при скрещенных николях, ось сжатия выводилась в диагональное положение. По мере увеличения давления на кристалл происходила смена порядков цветов интерференции от первого к высшим, наблюдалось шесть порядков. Интерференционная картина представляла собой систему цветных (при наблюдении в белом свете) параллельных симметричных полос, вытянутых вдоль оси сжатия. Аналогичные картины полос появляются при одноосном сжатии в стеклах и других изотропных материалах, применяемых в методе фотоупругости [8].

Смена цветовых порядков происходила в центре кристалла; центральная полоса выводилась на крест нитей микроскопа, и по ней измерялась разность хода  $\Gamma$ . Двулучепреломление рассчитывалось по известной формуле:

$$\Delta n = \frac{\Gamma}{d} \quad (3)$$

где  $d$  — толщина кристалла в направлении наблюдения, изме-

ренная микрометром с точностью 0,01 мм. Разность хода Г при фиксированных нагрузках на кристалл измерялась компенсатором Берека /5,7/. Измерения проводились в белом свете и в монохроматическом при длинах волн 482 мкм и 585 мкм. Для большинства исследованных кристаллов проводились измерения при двух-трех повторных установках кристалла с разными опорными гранями. Фотоупругая постоянная для каждого кристалла рассчитывалась как среднее из 10-30 значений, полученные результаты приведены в таблице.

Таблица

Результаты определения фотоупругой постоянной алмаза  
в единицах  $10^{-7}$  см<sup>2</sup>/кг

| Номер образца | Площадь опорной грани<br>S мм <sup>2</sup> | Толщина в направлении наблюдения<br>d, мм | C          |                     |                     |
|---------------|--|---|------------|---------------------|---------------------|
|               |  |   | белый свет | $\lambda = 585$ мкм | $\lambda = 482$ мкм |
| 49            | 6,25                                       | 3,85                                      | 2,12       | 2,13                | 2,18                |
| 50            | 5,80                                       | 3,30                                      | 2,14       | 2,16                | 2,18                |
| 51            | 5,80                                       | 3,05                                      | 2,31       | 2,36                | 2,35                |
| 70            | 4,25                                       | 2,55                                      | 2,16       | 2,17                | 2,20                |
| 71            | 3,95                                       | 2,50                                      | 2,30       | 2,22                | 2,33                |
| 73            | 4,55                                       | 2,45                                      | 2,27       | 2,37                | 2,32                |
| 80            | 4,10                                       | 2,65                                      | 2,27       | 2,34                | 2,35                |
| 81            | 3,60                                       | 2,55                                      | 2,17       | 2,18                | 2,36                |
| 91            | 2,20                                       | 1,80                                      | 2,19       | 2,24                | 2,33                |
| 96            | 4,50                                       | 2,60                                      | 2,27       | 2,35                | 2,43                |
| 100           | 7,40                                       | 3,15                                      | 2,35       | 2,38                | 2,38                |
| 102           | 7,30                                       | 3,60                                      | 2,30       | 2,22                | 2,22                |
| 104           | 2,30                                       | 1,90                                      | 2,14       | 2,15                | 2,24                |
| 105           | 1,80                                       | 1,80                                      | 2,20       | 2,30                | 2,35                |
| 112           | 3,30                                       | 2,05                                      | 2,16       | 2,18                | 2,27                |
| Среднее       |  |   | 2,22       | 2,25                | 2,30                |

Статистическая обработка полученных данных показала: коэффициент вариации равен 4,0%, доверительный интервал  $C = \pm 0,2 \cdot 10^{-7}$  см<sup>2</sup>/кг при доверительной вероятности 0,95. Расхождение в ве-

величине  $C$  для белого света и света с длинами волн  $\lambda = 585 \text{ мкм}$  и  $\lambda = 482 \text{ мкм}$  не превышает ошибки эксперимента.

Полученная величина фотоупругой постоянной хорошо согласуется с данными /4/. Резкое отличие результатов /П/ от полученных в настоящей работе может быть связано, на наш взгляд, с качеством образцов, а также с методикой создания и измерения однородных напряжений. В работе /П/ использовались три образца, во всех образцах имелось небольшое естественное двупреломление. Измерение фотоупругих постоянных проводилось при одном значении напряжения -  $120 \text{ кг/см}^2$ .

При таком напряжении величины искусственного и естественного двупреломления отличались незначительно (отставание в длине волны было менее  $\lambda/2$ ), что вносило большую ошибку в результаты определений.

### Б. Методика измерения разности главных напряжений

При наблюдении в поляризованном свете при скрещенных николях микроскопа в напряженном кристалле алмаза вместо сплошного темного поля видны отдельные участки просветления, а также области, окрашенные в различные интерференционные цвета. Объясняется это тем, что каждый поляризованный луч света при прохождении напряженного участка кристалла распадается на два поляризованных луча, имеющих разные скорости. По выходе из кристалла эти лучи приобретают определенную разность хода  $\Gamma$ , величина которой определяет собой цвет интерференционной окраски и ее порядок. Геометрическое место точек, в которых одинаковы разности хода - изохромы, при наблюдении в изотропных сечениях {III} являются и геометрическим местом точек с одинаковыми значениями разности главных напряжений  $(\sigma_1 - \sigma_2)$ . При наблюдении в скрещенных николях изохромы выглядят как зоны с одинаковой интерференционной окраской.

Для измерения разности хода изучаемый кристалл крепился на предметное стекло так, чтобы клей не подтекал под кристалл, и устанавливался в препаратодержатель, закрепленный на столике микроскопа МИН-5, таким образом, чтобы ось микроскопа была перпендикулярна грани октаэдра. Измеряемые зоны (области с

одинаковой окраской) последовательно выводились на крест нитей микроскопа. Для каждой зоны устанавливалось положение погасания, затем поворотом столика микроскопа на  $45^\circ$  образец устанавливался в положение, когда измеряемая зона имела максимальную яркость. В этом положении компенсатором Берека измеряли разность хода  $\Gamma$ . Если компенсация не достигалась, образец поворачивали на  $90^\circ$ . Двулучепреломление  $\Delta n$  вычисляли по формуле (3), разность главных напряжений – по формуле (I). Координаты зоны измеряли по координатнику препаратопроводителя.

Рассмотрим вопрос об измерении разности главных напряжений в случае, когда двулучепреломление локализовано вблизи определенного дефекта, например включения.

Обозначим через  $d_1$  – расстояние от дефекта до грани кристалла,  $d_2$  – соответственно расстояние до второй параллельной грани. Очевидно, толщина кристалла при наблюдении в направлении, перпендикулярном граням I и 2,

$$d = d_1 + d_2 . \quad (4)$$

При наблюдении через грань I будет измерена разность хода  $\Gamma_I$

$$\Gamma_1 = \Delta n \cdot d_1 . \quad (5)$$

Соответственно при наблюдении через грань 2

$$\Gamma_2 = \Delta n \cdot d_2 . \quad (6)$$

Решая совместно (4), (5), (6) и (I) находим выражение для разности главных напряжений

$$\sigma_1 - \sigma_2 = \frac{1}{c} \cdot \frac{\Gamma_1 + \Gamma_2}{d} . \quad (7)$$

Важно правильно определить знак разности главных напряжений в зоне (принято считать растяжение – положительным, сжатие – отрицательным). Известно, что одним из условий компенсации является совпадение оси компенсатора с направлением алгебраически наименьшего главного напряжения [9]. Поэтому, если компенсация достигается при положении оси компенсатора перпендикулярно к измеряемой зоне, то напряжение вдоль зоны растягивающее, если компенсация достигается при направлении оси компенсатора по касательной к зоне, то напряжение вдоль зоны бу-

дет сжимающим. Для контроля можно использовать компенсационную кварцевую пластинку, которая вводится в отверстие тубуса микроскопа вместо компенсатора Берека, когда кристалл установлен в положение компенсации для измеряемой зоны /5/.

## В. Результаты измерения напряжений в кристаллах алмаза

При изучении двулучепреломления в алмазе нами было просмотрено более десяти тысяч кристаллов, и только один процент из них составили изотропные кристаллы, т.е. не имеющие естественного двулучепреломления. Картины оптической анизотропии наблюдались либо во всем объеме кристалла (в виде параллельных полос, вытянутых вдоль линий скольжения  $\langle 110 \rangle$ , и беспорядочных пятен), либо были привязаны к небольшим областям (к включениям, трещинам, сколам).

Была измерена разность главных напряжений в полосах, вытянутых вдоль линий скольжения (образец 75). Наибольшая величина ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) определена в  $(10 \pm 1)$  кг/мм<sup>2</sup>. Изменение величины и знака ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) в направлении, перпендикулярном полосам двулучепреломления, показано на рис.2, из которого видно, что наблюдавшиеся полосы обусловлены чередованием растянутых и сжатых слоев в кристалле. Аналогичное явление наблюдалось в корунде /3/.

Как правило, алмазы, окрашенные в коричневый цвет, характеризуются наиболее высокими цветами интерференции. Интерференционная картина в таких кристаллах имела вид цветных, беспорядочно расположенных пятен и наблюдалась во всем объеме образца. В одном из таких кристаллов было измерено двулучепреломление при смещении креста нитей микроскопа вдоль направления  $\langle 112 \rangle$  через 0,2 мм. Установлено чередование сжатых и растянутых областей в образце, наибольшая величина разности главных напряжений  $(17 \pm 2)$  кг/мм<sup>2</sup>.

Включения всегда создают внутренние напряжения в кристалле алмаза, которые четко фиксируются по картинам оптической анизотропии, локализованным вокруг включений. Величина разности главных напряжений, измеренная в двух образцах с включениями, составляла  $(5 \pm 0,5)$  кг/мм<sup>2</sup> и  $(16 \pm 2)$  кг/мм<sup>2</sup>.

В природных алмазах часто наблюдаются трещины, особенно в

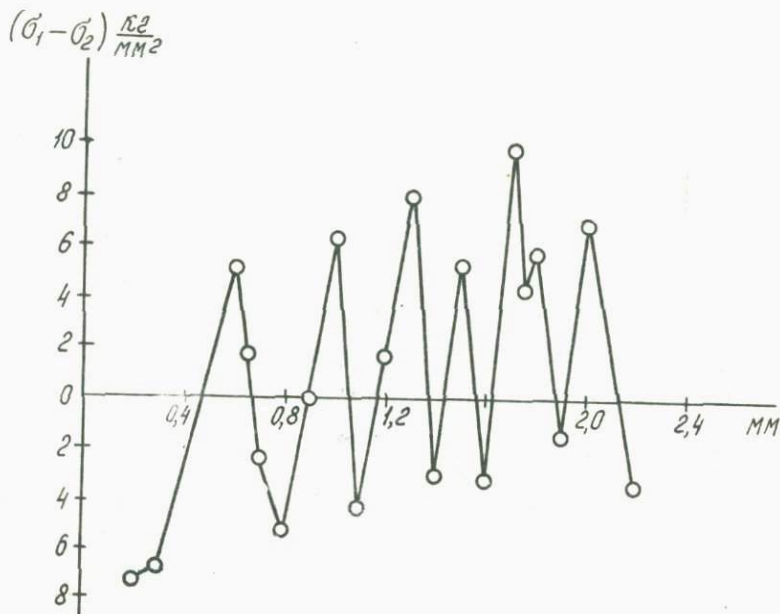


Рис.2 Изменение величины и знака разности главных напряжений в полосах двупреломления (образец 75).

кристаллах, окрашенных в коричневый цвет. Нередко в области трещин отмечались внутренние напряжения и наблюдались картины двупреломления. Измерения показали, что вдоль трещин также чередуются растянутые и сжатые области, наибольшая величина разности главных напряжений, обнаруженная в области затухания трещины, составляла  $10 \pm 1$  кг/мм<sup>2</sup>.

#### Заключение

В настоящей работе показана возможность исследования напряжений в природных кристаллах алмаза с помощью поляризационно-оптического метода. Для проведения таких исследований была уточнена величина фотоупругой постоянной алмаза. В работе из-

ложена методика измерения разности главных напряжений в плоскости наблюдения {111}.

Используя известные методы решения плоской задачи фотоупругости /8/, можно по измеренным значениям разности главных напряжений получить полную картину распределения внутренних напряжений в кристалле. Это является задачей наших дальнейших исследований.

#### Литература

1. Инденбом В.Л., Никитенко В.И. Исследование напряжений в полупроводниках с помощью электронно-оптического преобразователя. - В кн.: Напряжения и дислокации в полупроводниках. М., Изд-во АН СССР, 1962.
2. Инденбом В.Л., Томиловский Г.Е. Измерение внутренних напряжений в кристаллах синтетического корунда. - Кристаллография, 3, № 5, 593, 1958.
3. Инденбом В.Л., Томиловский Г.Е. Внутренние напряжения вокруг единичных дислокаций. - Докл. АН СССР, 115, № 4, 1957.
4. Кокер Э., Файлон Л., Оптический метод исследования напряжений. ОНТИ, М., 1936.
5. Меланхолин Н.И., Грум-Гржимайло С.В. Методы исследования оптических свойств кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1954.
6. Най Д. Физические свойства кристаллов. - М., "Мир", 1967.
7. Ринне Ф., Берек М. Оптические исследования при помощи поляризационного микроскопа. ОНТИ, М., 1937.
8. Фрохт М., Фотоупругость. М.-Л., ОГИЗ, 1948.
9. Хаимова-Малькова Р.И. Методика исследования напряжений поляризационно-оптическим методом. М., "Наука", 1970.
10. Poindexter E. Piezobirefringence in diamond. - Amer. Min., v.40, No 11, 1955.
11. Pamachandran G.N. Photoelastic constants of diamond. Proc. Ind. Acad. Sci., A25, No 2, 1947; Proc. Ind. Acad. Sci., A32, No 3, 1950.
12. Tolansky S. Piezobirefringence in diamond. - Nature, v.211, 1966.

В.С. Антипин, М.И. Кузьмин, В.Н. Смирнов

ПОРФИРОБЛАСТИЧЕСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ  
В МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ  
МОНГОЛИИ

Среди мезозойских гранитоидов Монголо-Охотского пояса широким развитием пользуются порфировидные и резкопорфировидные разновидности. Например, в пределах Восточного Забайкалья такими породами сложены массивы гранитов и гранодиоритов амуджикано-сретенского комплекса. Указанные разновидности пород характеризуются наличием крупных (до 10-12 см) вкрапленников калиевого полевого шпата. Геолого-петрографическое и геохимическое изучение этих гранитоидов показало, что вкрапленники щелочного полевого шпата в них являются более ранними образованиями по отношению к минералам основной массы /2,3/. В большинстве случаев крупные выделения полевого шпата представлены высоким или промежуточным ортоклазом с низкими значениями степени триклинности ( $\Delta\rho = 0,0-0,3$ ) и угла оптических осей ( $2V = 52-75^\circ$ ).

По отношению к калиевому полевому шпату основной массы вкрапленники характеризуются большим содержанием альбитового минала и меньшим - ортоклазового. Они имеют более низкие содержания рубидия, таллия и высокие - бария, стронция и свинца.

Аналогичные породы исследовались нами в некоторых массивах Восточной Монголии (Горихинский, Жанчублинский, Югодзырский и Тумэн-Цогтинский). Им свойственны те же закономерности в соотношении альбитового и ортоклазового миналов и в распределении редких элементов в калиевых полевых шпатах вкрапленни-

ков и основной массы, как и для полевых шпатов отмеченных выше гранитоидов Забайкалья.

Макроскопически сходные породы были обнаружены нами в северо-восточной части Монголии в районе Хэнтэй-Сомона. Они слагают Джаргалантуингольский массив изометричной формы размером около 10 км<sup>2</sup>. Гранитоиды массива прорывают фаунистически охарактеризованные триасово-нижнеюрские отложения, слагающие Джаргалантуинскую грабен-синклиналь /4/.

Породы данного массива характеризуются резко неравномерно-зернистой структурой. На фоне средне- и крупнозернистой основной массы, обогащенной темноцветными минералами (до 15-20%), наблюдаются крупные идиоморфные выделения калиевого полевого шпата размером до 4 x 6 см.

Кристаллы полевого шпата в массиве распределены весьма неравномерно. Наибольшее их количество (до 60-90% объема породы) приурочено к восточной эндоконтактной зоне. Здесь же отмечаются протяженные жиллообразные зоны с нечеткими границами, сложенные практически нацело крупными кристаллами калиевого полевого шпата. Структура этих пород грубозернистая, пегматоидная. В других частях Джаргалантуингольского массива количество выделений щелочного полевого шпата составляет 20-30%, а в некоторых участках они полностью отсутствуют. Следует отметить, что в местах наибольшего скопления вкрапленников щелочного полевого шпата породы массива пересекаются серией маломощных (от 3-5 до 50 см) жил мелкозернистых лейкократовых турмалинсодержащих гранитов. Указанные жильные тела гранитов имеют близкое к меридиональному простирание, совпадающее с ориентировкой жиллообразных тел, сложенных вкрапленниками. Установлены случаи пересечения маломощных жил лейкократовых гранитов кристаллами щелочного полевого шпата.

Приведенные выше данные свидетельствуют о позднем порфиробластическом росте вкрапленников калиевого полевого шпата в рассматриваемых породах. Для понимания генезиса этих пород следует рассмотреть последовательность формирования мезозойских магматических пород в районе. Наиболее ранними образованиями здесь являются кварцевые диориты, слагающие ряд небольших штокообразных массивов. Одним из таких массивов является

Ихэ-Халигусчинский, расположенный в I км на запад от Джаргалантуингольского массива. Диориты Ихэ-Халигусчинского массива характеризуются призматическизернистой структурой с четким идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки. Именно к таким породам близки наименее измененные в результате порфиробластеза разновидности гранитоидов Джаргалантуингольского массива.

Кроме диоритов, в районе широким распространением пользуются крупнозернистые биотитовые гранитоиды, слагающие Юдыгинский массив площадью свыше 1000 км<sup>2</sup>. Биотитовые граниты, развитые в центральной части массива, к эндоконтакту сменяются биотит-амфиболовыми гранитами и гранодиоритами. Гранитоиды Юдыгинского массива пересекаются жилами и пластовыми телами мелкозернистых гранитов фазы дополнительных интрузий. Эти граниты содержат турмалин, гранат, а иногда среди них отмечаются и чужеродные разности.

Внутри Юдыгинского массива наблюдались крупные ксенолиты кварцевых диоритов, которые пересекались апофизами биотитовых гранитов. Непосредственно на контакте с гранитами Юдыгинского массива в диоритах увеличивается количество кварца и полевых шпатов, и границы приобретают нечеткие расплывчатые очертания.

Таким образом, кварцевые диориты являются наиболее ранними мезозойскими образованиями района, в связи с чем можно предполагать, что порфиробластез в рассматриваемом массиве проявился под воздействием магмы биотитовых гранитов Юдыгинского массива. Как видно из данных табл. I, в диоритах при таком воздействии (гранитизации) увеличиваются содержания калия, лития, рубидия, олова, свинца и вольфрама. При этом уровень содержания указанных элементов в них приблизительно соответствует содержаниям элементов в биотитовых гранитах главной разновидности Юдыгинского массива. Следует отметить, что порфиробластические гранодиориты Джаргалантуингольского массива в отличие от неизмененных кварцевых диоритов также характеризуются более высокими содержаниями калия, лития, рубидия, олова, свинца и вольфрама. По сравнению с кварцевыми диоритами в породах Джаргалантуингольского массива наряду с ростом крупных порфиробласт щелочного полевого шпата отмечается увеличение в ос-

Таблица I

Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов района  
реки Джаргалантуин-гол

| Порода  | Число проб | K % | Na % | Содержание редких элементов (чнм)                 |     |    |    |      |     |                |      |     | F %  |
|---|------------|-----|------|---|-----|----|----|------|-----|----------------|------|-----|------|
|   |            |     |      | Rb  | Li  | Pb | Zn | Sn   | Tl  | W <sub>3</sub> | Ba   | Sr  |      |
| Кварцевые диориты                                   | 8          | 1,9 | 2,9  | Ихэ-Хайулечинский массив                          |     |    |    |      |     |                |      |     | -    |
|   |            |     |      | 64  | 16  | 12 | 64 | 4,0  | 1,0 | сл.            | 900  | 300 |      |
|   |            |     |      | Джаргалантуингольский массив                      |     |    |    |      |     |                |      |     |      |
| Порфиробластические гранодиориты                    | 5          | 3,2 | 1,9  | 210   | 47  | 27 | 69 | 5,6  | 1,9 | 1,4            | 1120 | 370 | -    |
|   |            |     |      | Ксенолит диоритов и гранитах Юдыгчинского массива |     |    |    |      |     |                |      |     |      |
| Гранитизированные диориты                           | 4          | 2,3 | 2,4  | 296   | 103 | 20 | 60 | 7,2  | 0,8 | 4,0            | 900  | 500 | 0,19 |
|   |            |     |      | Юдыгчинский массив                                |     |    |    |      |     |                |      |     |      |
| Биотит-амфиболовые граниты эндоконтакта             | 11         | 3,9 | 2,7  | 225   | 40  | 30 | 46 | 3,5  | 0,8 | 3,4            | 1000 | 230 | 0,06 |
| Среднезернистые биотитовые граниты                  | 20         | 4,0 | 2,7  | 403   | 101 | 33 | 20 | 8,5  | 0,7 | 4,2            | 600  | 400 | 0,10 |
| Крупнозернистые биотитовые граниты                  | 8          | 4,1 | 2,9  | 356   | 99  | 38 | 20 | 6,3  | 1,0 | 4,2            | 400  | 100 | 0,08 |
| Мелкозернистые граниты фазы дополнительных интрузий | 7          | 3,8 | 3,9  | 368   | 42  | 49 | 22 | 10,5 | 0,7 | 2,9            | 40   | 23  | 0,04 |

Новой массе количества кварца, более кислого плагиоклаза и ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата.

Порфиобласты в породах Джаргалантуингольского массива имеют правильную призматическую, иногда близкую к оvoidной, форму кристаллов, которые содержат многочисленные включения зерен минералов основной массы. Какой-либо закономерности в распределении зерен-включений внутри порфиобласт не отмечается. Указанные вкрапленники щелочного полевого шпата в гранодиоритах массива представлены высоким или промежуточным ортоклазом, что устанавливается низкими значениями угла оптических осей ( $2V = 57-66^\circ$ ) и степени рентгеновской триклинности ( $\Delta\rho = 0,0-0,3$ ). Калиевые полевые шпаты порфиобласт и основной массы исследуемых гранодиоритов различаются по составу: вкрапленники относительно щелочного полевого шпата основной массы обогащены ортоклазовым компонентом и обеднены альбитом (табл.2).

В порфиобластических породах обнаружены более высокие содержания рубидия и бария в порфиобластах по отношению к калишпатам основной массы. При этом, если для рубидия отмечается незначительное возрастание его содержания во вкрапленниках, то барием они обогащены более чем в 2 раза.

Высокие содержания бария и стронция в порфиобластах, значительно превышающие уровень содержания этих элементов в щелочных полевых шпатах порфиридных гранитов (Вост.Забайкалье и Монголия), являются отличительным признаком порфиобластических гранодиоритов Джаргалантуингольского массива. В большинстве случаев в крупных порфиобластах фиксируются более низкие содержания свинца и таллия по сравнению с калиевым полевым шпатом в основной массе породы.

По биотитам и калиевым полевым шпатам исследуемых гранитоидов в лаборатории Института Геохимии СО АН СССР были выполнены определения абсолютного возраста методом калий-аргоновой геохронометрии. Биотиты из кварцевых диоритов и порфиобластических гранодиоритов Ихэ-Халиусчинского и Джаргалантуингольского массивов дают возраст 185-190 млн. лет (4 определения), что согласуется с геологическим возрастом диоритов. Они прорывают фаунистически охарактеризованные верхнетриасово-нижнеюрские отложения и перекрываются среднеюрскими образованиями /4/

Минеральный состав калиевых полевых шпатов порфириобласт и основной массы гранодиоритов Даргалантушского массива, содержание в них редких элементов и рентгеновская триклинность

| Минерал                                   | № пробы  | K %   | Na % | Состав КШ                          | Содержание элементов (ц/м) |     |      |       |     | Δρ   |
|---|----------|-------|------|------------------------------------|----------------------------|-----|------|-------|-----|------|
|   |          |       |      |                                    | Rb                         | Pb  | Tl   | Ba    | Sr  |      |
| КШ вкрапленников                          | Ю 651/1  | 11,9  | 1,1  | Орт <sub>87</sub> Аб <sub>13</sub> | 405                        | 125 | 3,0  | 8700  | 610 | 0,10 |
| КШ основ. массы                           | "        | 11,4  | 1,3  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 350                        | 135 | 17,5 | 3600  | 460 | 0,10 |
| КШ вкрапленников                          | Ю 651/2  | 12,0  | 1,3  | Орт <sub>86</sub> Аб <sub>14</sub> | 395                        | 100 | 4,6  | 6300  | 390 | 0,25 |
| КШ основ. массы                           | "        | 11,3  | 1,6  | Орт <sub>82</sub> Аб <sub>18</sub> | 350                        | 150 | 2,7  | 3700  | 580 | 0,10 |
| КШ вкрапленников                          | Ю 651/3  | 11,8  | 1,2  | Орт <sub>87</sub> Аб <sub>13</sub> | 370                        | 127 | 1,65 | 6300  | 420 | 0,30 |
| КШ основ. массы                           | "        | 11,4  | 1,2  | Орт <sub>86</sub> Аб <sub>14</sub> | 350                        | 83  | 3,2  | 3800  | 430 | 0,50 |
| КШ вкрапленников                          | Ю 651/4  | 11,4  | 1,2  | Орт <sub>86</sub> Аб <sub>14</sub> | 380                        | 60  | 1,45 | 7300  | 460 | 0,10 |
| КШ основ. массы                           | "        | 10,8  | 1,2  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 340                        | 130 | 2,7  | 3400  | 490 | 0,20 |
| КШ вкрапленников                          | Ю 651/5  | 11,9  | 1,2  | Орт <sub>86</sub> Аб <sub>14</sub> | 400                        | 95  | 1,0  | 6600  | 460 | 0,20 |
| КШ основ. массы                           | "        | 11,6  | 1,3  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 365                        | 120 | 2,3  | -     | -   | 0,20 |
| КШ вкрапленников                          | Ю 766/1  | 10,8  | 1,2  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 320                        | -   | -    | 9500  | 490 | -    |
| КШ основ. массы                           | "        | 10,0  | 1,65 | Орт <sub>79</sub> Аб <sub>21</sub> | 245                        | -   | -    | 3900  | 340 | -    |
| КШ вкрапленников                          | Ю 766/3  | 11,35 | 1,05 | Орт <sub>87</sub> Аб <sub>13</sub> | 350                        | -   | -    | 8000  | 470 | -    |
| КШ основ. массы                           | "        | 11,5  | 1,0  | Орт <sub>86</sub> Аб <sub>12</sub> | 305                        | -   | -    | 2500  | 290 | -    |
| КШ вкрапленников                          | Ю 1531/7 | 12,0  | 1,2  | Орт <sub>86</sub> Аб <sub>14</sub> | 345                        | -   | -    | -     | -   | -    |
| КШ основ. массы                           | "        | 11,45 | 1,2  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 340                        | -   | -    | -     | -   | -    |
| КШ вкрапленников                          | Ю 1531/4 | 11,25 | 1,2  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 450                        | -   | -    | -     | -   | -    |
| (Кол-во вкр. 80-90%)                      | "        | 11,45 | 1,2  | Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub> | 460                        | -   | -    | -     | -   | -    |
| КШ вкрапленников среднезернистого диорита | Ю 766    | 10,8  | 1,0  | Орт <sub>87</sub> Аб <sub>13</sub> | 330                        | -   | -    | 10000 | 270 | -    |

Поздние порфиробласты калиевого полевого шпата в гранодиоритах Джаргалантуингольского массива имеют калий-аргоновый возраст 273–298 млн. лет (3 определения), что противоречит данным геологических наблюдений.

### Обсуждение результатов

На примере мезозойских магматических порфиroidных гранитоидов Восточного Забайкалья /2,3/ было показано, что вкрапленники по отношению к калиевому полевому шпату основной массы являются более ранними, высокотемпературными образованиями. В поздних щелочных полевых шпатах основной массы фиксируется увеличение содержания ортоклазового компонента, рубидия и таллия и уменьшение — бария, стронция. Отмеченные выше закономерности находятся в соответствии с эмпирическими и экспериментальными данными о накоплении калия, рубидия и таллия и уменьшении содержаний бария и стронция в поздних продуктах при эволюции гранитоидного расплава.

Порфиробластические гранодиориты Джаргалантуингольского массива, образовавшиеся при порфиробластической гранитизации кварцевых диоритов, характеризуются иными закономерностями распределения рассматриваемых элементов. Порфиробласты калиевого полевого шпата, являющиеся поздними по отношению к основной массе породы, несколько обогащены ортоклазовым миналом, рубидием и барием по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы. Как видно из данных табл. I, при порфиробластической гранитизации кварцевых диоритов, связанной с формированием юдзунских гранитоидов, в них значительно возрастает содержание рубидия и остается почти без изменений или даже несколько увеличивается содержание бария. В связи с этим в порфиробластах калиевого полевого шпата, являющегося концентратом рубидия и бария, фиксируются наиболее высокие содержания рассматриваемых элементов.

Интересно отметить, что содержания свинца и таллия в поздних порфиробластах уменьшаются. Кристаллохимическая близость рубидия, таллия и свинца с калием обуславливает сходное поведение их при кристаллизации гранитоидной магмы и преимущест-

венное накопление в поздних генерациях минералов, что неоднократно подчеркивалось многими исследователями и подтверждено экспериментальными данными /6/. Однако в условиях низкотемпературных водных растворов, в отличие от рубидия, свинец и таллий проявляют халькофильные свойства и обладают склонностью к образованию нерастворимых комплексных соединений. Указанные свойства, видимо, значительно понижают активность свинца и таллия в послемагматическую стадию, и соответственно поздние метасоматические полевые шпаты могут обедняться этими элементами.

По имеющимся литературным данным /5/ вхождение крупных катионов, в частности бария, может оказывать разупорядочивающее влияние на кристаллическую структуру полевого шпата. Высокое содержание бария (до  $\sim 1\%$ ) в порфиробластах калиевого полевого шпата Джаргалантуингольского массива, вероятно, обуславливает неупорядоченную структуру минерала.

Таким образом, в пределах Монголо-Охотского пояса, кроме широко распространенных порфировидных гранитоидов, встречаются небольшие штокообразные массивы, представленные кварцевыми диоритами и гранодиоритами с порфиробластами калиевого полевого шпата. Макроскопически порфировидные и порфиробластические гранитоиды очень сходны, и генезис крупных выделений щелочного полевого шпата в этих образованиях можно выяснить только по совокупности геологических, петрографических и геохимических признаков. Выявление закономерностей распределения калия, натрия, рубидия, таллия, свинца, бария и стронция в щелочных полевых шпатах вкрапленников и основной массе в порфировидных и порфиробластических гранитоидах во многом способствует выяснению генезиса этих пород.

Важно отметить значительное удревание возраста порфиробласт калиевого полевого шпата по сравнению с ассоциирующими биотитами. Удревание возраста пород обычно связывается /1/ с высокой миграционной способностью аргона и возможностью его захвата при кристаллизации минералов. Прогрев вмещающих пород магмой биотитовых гранитов (Кудыгинский массив) мог явиться причиной освобождения части аргона из минералов и обогащения им гранитизирующих растворов. Рост порфиробласт щелочного по-

левого шпата при воздействии таких обогащенных аргоном растворов на кварцевые диориты, определил возможность захвата элемента кристаллизующимся минералом. Таким образом, избыток аргона в калиевом полевопшпате является дополнительным признаком порфиробластического роста минерала. Однако для подтверждения точки зрения о нахождении избыточного аргона в порфиробластах необходимы дополнительные исследования по выявлению форм нахождения аргона в минерале, что намечается провести в ближайшее время.

#### Литература

1. Амшинский И.Н. и др. Методические рекомендации по минералогическим исследованиям гранитоидных пород при геологическом картировании. Новосибирск, 1970.
2. Антипин В.С., Кузьмин М.И. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов гигантопорфировидных гранитоидов Восточного Забайкалья. - Геология и геофизика, 1969, № 4.
3. Антипин В.С., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И., Знаменский Е.Б. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфиroidных гранитоидах Восточного Забайкалья. - Геохимия, 1969, № 6.
4. Зоненшайн Л.П., Кипарисова Л.Д., Окунева Г.М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии. - Докл. АН СССР, т.199, № 1, 1971.
5. Макагон В.М., Шамакин Б.М. Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, 99, № 4.
6. Сретенская Н.Г. Распределение рубидия, таллия и свинца в калиевых полевых шпатах из редкометалльных гранитных пегматитов в связи с проблемой их генезиса. Канд. диссертация, М., 1966.

О СОВМЕСТНОМ НАХОЖДЕНИИ ФТОРКАРБОНАТА РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ И  
МОНАЦИТА В КАРБОНАТИТАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

При изучении карбонатитов Восточной Сибири был встречен минерал, судя по химическому составу (табл. I) являющийся фторкарбонатом редких земель с необычно высоким содержанием фосфора и низким содержанием фтора. Так как при диагностике минерала возникли затруднения, было проведено более детальное его изучение. Результаты этого исследования приводятся ниже.

Кристаллы изучаемого минерала имеют гексагональный боченкообразный облик, встречаются двойники и поликристаллические агрегаты. Грани кристаллов ровные, гладкие. Размер кристаллов не превышает 1 мм. Цвет белый, зеленовато-желтый до зеленого. Минерал одноосный положительный;  $n_g = 1,736$ ;  $n_p = 1,655$ . Удельный вес 3,90.

Вследствие близости порошковых рентгенограмм фторкарбонатов редких земель наиболее надежно их можно различить при рентгеновском исследовании монокристаллов. Сравнивая рентгенограммы от монокристаллов изучаемого образца с рентгенограммами для паразита, приведенными в статье Доннэев /3/, мы не обнаружили между ними существенных различий. Так, на рентгенограмме вращения ряд рефлексов  $1\bar{1}\bar{2}1$  имеет очень слабую интенсивность. Вдоль направления  $c$  имеется: ярко выраженный псевдопериод  $c'' = 4,7 \text{ \AA}$ , менее выраженный псевдопериод  $c''' = 14,1 \text{ \AA}$ . Псевдопериоду  $c' = 28,2 \text{ \AA}$  отвечают лишь отдельные слабые рефлексы. Не удалось зафиксировать рефлексов, соответствующих периоду  $c = 3c' = 84,6 \text{ \AA}$ , как это описано в работе /3/, не обнаружены рефлексы, отвечающие периоду  $c$  и на рент-

Таблица I

Химический состав фторкарбоната  
(аналитик Б.М.Бурдейн)

| Компоненты              | Вес. % | После исключения мо-нацита, вес. % | Приведенные вес. % | Молекулярные количества | Атомные количества |         | К     |
|-------------------------|--------|------------------------------------|--------------------|-------------------------|--------------------|---------|-------|
|                         |        |                                    |                    |                         | анионы             | катионы |       |
| $\text{Ca}_2\text{O}_3$ | 33,40  | 23,88                              | 32,64              | 0994                    | 2982               | 1988    | 1,038 |
| $\text{La}_2\text{O}_3$ | 29,60  | 20,20                              | 27,61              | 0847                    | 2541               | 1694    | 0,885 |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 0,20   | 0,20                               | 0,27               | 0017                    | 0051               | 0034    | 0,018 |
| $\text{CaO}$            | 4,86   | 4,86                               | 6,64               | 1184                    | 1184               | 1184    | 0,618 |
| $\text{ThO}_2$          | 0,60   | 0,60                               | 0,82               | 0031                    | 0062               | 0031    | 0,016 |
| $\text{Nb}_2\text{O}_5$ | 0,85   | 0,85                               | 1,16               | 0043                    | 0215               | 0086    | 0,045 |
| $\text{CO}_2$           | 18,72  | 18,72                              | 25,59              | 5814                    | 11628              | 5814    | 3,087 |
| F                       | 0,82   | 0,82                               | 1,13               | 0596                    | 0596               | -       | 0,311 |
| $\text{H}_2\text{O}^+$  | 2,78   | 2,78                               | 3,80               | 2109                    | 2109               | -       | 1,101 |
| $\text{H}_2\text{O}^-$  | 1,00   | 1,00                               | 1,37               |                         | 21368              |         |       |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 8,20   |                                    |                    | $-\text{F}_2=0$         | 298                |         |       |
|                         | 101,03 | 73,91                              | 101,03             |                         | 21070              |         |       |
|                         |        |                                    |                    |                         | D=1915,4           |         |       |

генограмме этих исследователей. Однако сравнение интенсивностей рефлексов на наших рентгенограммах с рефлексами, приведенными Доннеями, а также сходство параметра  $a = 7,15 \text{ \AA}$  свидетельствуют об идентичности обоих образцов. Анализ вейсенбергограмм (зоны  $h0l$  и  $hko$ ) подтверждает вышесказанное.

Таким образом, на основании данных рентгеновского изучения монокристалла можно сделать вывод, что изученный минерал является паразитом. Однако имеющийся в химическом анализе фосфор не удалось включить в кристаллохимическую формулу.

Для уточнения характера присутствующего значительного количества фосфора было выполнено изучение нескольких кристаллов на микроанализаторе MS-46 (аналитики Л.Л. Завьялова и В.И. Липская). На рис. 1 показано распределение фосфора при прохождении зонда микроанализатора по поперечному сечению зерна на участке 765 мкм. Наибольшая интенсивность пиков фосфора отмечается по краевой части зерна.

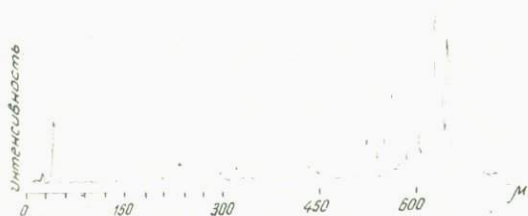


Рис. 1. Распределение фосфора в зерне паразита на участке в 765 мкм.

На рис. 2 показан минерал в рентгеновских лучах фосфора. Видно, что содержание фосфора резко увеличивается на краях зерна и по трещине вблизи поверхности зерна. Отдельными точками фосфор встречается и в средней части зерна.



Рис. 2. Участок зерна паразита в рентгеновских лучах фосфора. Светлое соответствует повышенной концентрации фосфора.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что фосфор не является компонентом паразита, а входит в самостоятельный минерал.

Таблица 2  
Результаты рентгеновского фазового анализа

| I  | d    | Состав | I  | d     | Состав | I  | d     | Состав |
|----|------|--------|----|-------|--------|----|-------|--------|
| 3  | 4,69 | П + М  | 2  | 2,20  | П + М  | 4  | 1,417 | П      |
| <I | 4,32 |        | 2β | 2,15  |        | 4  | 1,349 |        |
| 2β | 3,89 |        | 9  | 2,06  | П      | 2  | 1,336 | П      |
| Ю  | 3,57 | П      | 2  | 2,02' | П      | 1  | 1,323 | П      |
| I  | 3,46 | М      | 7  | 1,954 | П      | 8  | 1,296 | П      |
| I  | 3,28 | М + П  | 7  | 1,884 | П + М  | 2  | 1,281 | П      |
| 2  | 3,18 |        | 5  | 1,782 | П      | 4p | 1,244 | М      |
| 2β | 3,11 | П + М  | <I | 1,733 | М      | 1  | 1,216 | П      |
| 3  | 3,01 | П      | 6  | 1,651 | П + М  | 1  | 1,204 |        |
| I  | 2,88 | М      | 2  | 1,574 | М      | 5p | 1,191 | М      |
| Ю  | 2,83 | П      | 4  | 1,545 | М + П  | 2  | 1,178 | П      |
| <I | 2,71 |        | Iβ | 1,484 |        | 5p | 1,169 | М      |
| I  | 2,47 |        | I  | 1,461 |        | 2p | 1,160 |        |
| 3  | 2,34 |        | I  | 1,446 |        |    |       |        |
| 2β | 2,25 |        | 4β | 1,430 |        |    |       |        |

Примечание: β - линии, вызванные Kβ Cr -излучением; P - размытые линии; П и М - межплоскостные расстояния паразита и монацита по литературным данным. Условия съемки: Cr - анод, D = 57,3 мм, d = 0,3 мм.

Для уточнения характера примеси была получена порошковая рентгенограмма (табл.2), на которой отмечаются слабые линии, идентифицируемые с сильными линиями порошковой рентгенограммы монацита /1,4/. Интенсивные линии рентгенограммы соответствуют линиям паразита.

Если из химического анализа минерала исключить фосфор и связанные с ним редкие земли в пересчете на монацит, то оставшаяся часть (табл.1) может быть представлена следующей кристаллохимической формулой:



которая близка к паразитовой. Существенным недостатком химического состава является дефицит фтора, хотя, приняв в расчет  $H_2O^+$ , был достигнут удовлетворительный баланс между катионной и анионной частями приведенной кристаллохимической формулы. По соотношению катионов описываемый минерал может быть отнесен только к паразиту.

Из сопоставления вышеприведенных данных, полученных различными методами, вытекает, что исследованный фторкарбонат редких земель является паразитом с развивающимся по нему монацитом. Подобную ассоциацию минералов отмечал ранее Л.В. Чистов /2/. По-видимому, имеет место гипергенное замещение фторкарбоната редких земель фосфатом.

#### Литература

1. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М, Госгеолтехиздат, 1957.
2. Чистов Л.Б. Особенности редкоземельной минерализации руд коры выветривания карбонатитов Восточной Сибири.-Геология рудных месторождений, 1965, № 3.
3. Donney G., Donney I.D.H. The crystallography of bastnesite, parisite, reontgenite and synhisite.-Amer.Min., v.38, Nos. 11-12, 1953.
4. Molloy M.W. A comparative study of ten monazites.-Amer. Min., v.44, Nos.5-6, 1959.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ "МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ"  
В ВЕРХОВЬЕ РЕКИ ИРКУТА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В верховье р.Иркут (Восточный Саян) развиты диопсидовые и тремолит-диопсидовые породы с молибденитовой минерализацией, которые всеми предыдущими исследователями были отнесены к магнезиальным скарнам /6/. Летом 1970 года мы обследовали месторождение этих пород. Полевые наблюдения и минералогическое изучение показали ошибочность существующих представлений об их генетической природе. Кроме этого были выявлены и некоторые новые данные по минералогии этих геологических образований.

Диопсидовые породы приурочены к экзоконтактам верхнепротерозойских метаморфических пород с гранитами, возраст которых одними исследователями принимается как позднекембрийский, другими — как каледонский. Метаморфические породы в районе месторождения представлены в основном сланцами в виде крупного останца кровли в гранитах. Среди сланцев располагается пачка слоистых карбонатных пород мощностью около 250 м /6/. Эта пачка состоит из мраморов, тонких прослоев кварц-биотитовых, кварц-биотит-полевошпатовых и других разновидностей сланцев, а также диопсидовых пород. Мощность прослоев диопсидовых пород обычно находится в пределах от 0,1 до 0,5 м.

При полевых исследованиях не удалось выявить закономерного изменения в строении и составе диопсидовых пород, несмотря на исключительно хорошую их обнаженность. Точно также не было установлено каких-либо признаков метасоматической зональности с образованием моно- или биминеральных зон и при тщательном ми-

микроскопическом изучении штудов пород. В ассоциации с диопсидом в прозрачных шлифах мы постоянно видим в различных сочетаниях такие минералы как тремолит, кальцит, калиевый полевой шпат, основной плагиоклаз, кварц, апатит, сфен. Эти и ряд других реже встречающихся минералов в составе диопсидовых пород были отмечены и предыдущими исследователями. Полиминеральность состава является одной из характерных их особенностей.

Диопсид — главный минерал рассматриваемых образований. Его столбчатые кристаллы отличаются исключительной белизной и нередко достигают 30 см по длинной оси. Судя по показателям преломления ( $n_g = 1.691 \pm 0.002$ ,  $n_p = 1.663 \pm 0.002$ ,  $n_g - n_p = 0.028$ )

и данным химического анализа (табл. I), он относится к крайнему (безжелезистому) члену диопсид-геденбергитового ряда.

Второй особенностью химического состава диопсида является ничтожное содержание в нем глинозема. Как известно, клинопироксены собственно магнезиальных скарнов представлены фассаитами, т.е. пироксенами ряда диопсид-геденбергит, но со значительным содержанием глинозема (обычно от 4 до 9 вес. %  $Al_2O_3$ ). Некоторые потери при прокаливании в анализе обусловлены примесью тремолита, от которого при отборе пробы полностью освободиться не удалось.

В том случае, когда диопсид находится совместно с калиевым шпатом, последний замещает диопсид с образованием явно выраженных коррозионных структур. Такие возрастные взаимоотношения этой пары минералов не свойственны скарновым образованиям, а сама ассоциация диопсид + кальцит + калиевый полевой шпат скорее характерна для метаморфических пород, чем для скарнов. При микроскопическом изучении нередко обнаруживаются признаки перекристаллизации диопсида, выражающиеся в частичном преобразовании крупных зерен в мелкозернистый агрегат.

Для тремолита характерны сноповидные скопления длинно призматических кристаллов, причем они располагаются на месте диопсида и среди карбонатной массы. В последнем случае призмы тремолита обычно переполнены включениями окружающего кальцита. Тремолит также светлой окраски и, судя по оптическим свойст-

Таблица I

Химический состав диопсида и результат пересчета  
на формулу АВ  $[Si_2O_6]$

| Окислы                         | Вес % | Молекулярные количества | Число формальных единиц |
|--------------------------------|-------|-------------------------|-------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 54,02 | 899                     | 1,98                    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,08  | I                       | -                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,60  | 6                       | 0,02                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,45  | 3                       | 0,01                    |
| FeO                            |       |                         |                         |
| MnO                            | 0,08  | I                       | -                       |
| MgO                            | 18,85 | 467                     | 1,02                    |
| CaO                            | 24,10 | 430                     | 0,96                    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,32  | 5                       | 0,01                    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,02  | -                       | -                       |
| П.П.П.                         | 1,24  | -                       | -                       |
| Сумма                          | 99,76 | 1812                    | 4,00                    |

Примечание: анализ выполнен в аналитической лаборатории Института геохимии СО АН СССР Г.С.Горшановой.

вам ( $Ng=1.628 \pm 0.002$ ;  $Np=1.604 \pm 0.002$ ;  $Ng-Np=0.024$ ), относится к крайнему (безжелезистому) члену тремолит-актинолитового ряда.

Из других минералов в тремолит-диопсидовых породах чаще всего встречается кварц. Но этот минерал принадлежит уже к более поздним образованиям по сравнению с диопсидом, тремолитом и основной карбонатной массой, на что указывают резко выраженные текстуры пересечений и замещений всех этих минералов кварцем.

Распространены кварцевые прожилки не повсеместно, и мощность их обычно незначительна — от десятых долей миллиметра до 1-2 см, хотя изредка встречаются жилы — и линзообразные

тела мощностью до 1 м. Под микроскопом видны следы давления кварца, выражающиеся в облачном, резко мозаичном угасании зерен и их грануляций вдоль граничных поверхностей. В прожилках и гнездообразных обособлениях совместно с кварцем наблюдается редкая вкрапленность молибденита, привлекая к себе внимание первых исследователей месторождения диопсидовых пород. Вкрапленность кристаллов молибденита изредка встречается и во вмещающих кварцевые прожилки тремолит-диопсидовых породах.

В контактах некоторых кварцевых обособлений наблюдаются гнезда коричневого турмалина. Кристаллы его изогнуты, надломлены или полностью разделены на отдельные части. Цементом для раздробленных зерен турмалина служит кальцит, а в единичных случаях - висмутин и самородный висмут. Эти рудные минералы, как и турмалин, в составе диопсидовых пород встречены впервые, поэтому на их характеристике остановимся несколько подробнее.

Висмутин и самородный висмут в тремолит-диопсидовых породах находятся совместно в виде очень редких гнездообразно-прожилковых обособлений размером до 4 см в поперечнике. Основная масса их сложена висмутином, образующим листовые выделения. Пластинки висмутина волнисто изогнуты, обладают свинцово-серым цветом и сильным металлическим блеском. Под микроскопом выявляется грубозернистая неравномернозернистая структура агрегатов висмутина. Цвет белый с желтоватым оттенком. Двуотражение отчетливое. Анизотропен, со слабо выраженным цветовым эффектом. В табл. 2 приведена рентгенограмма висмутина. Она полностью совпала со стандартной /5/. Спектрографически в висмутине в повышенных количествах установлены медь и свинец (целые %) и серебро (~ 1%), т.е. те элементы-примеси, которые наиболее характерны для этого минерала. В сотых долях процента обнаружена сурьма, в тысячных и деяти тысячных долях процента - железо, титан, марганец. Кроме того, с помощью фотокориметрического метода аналитиком Л.А.Нелейной (Институт геологии и геофизики СО АН СССР) в нем установлено присутствие теллура - 0,3% и селена - 0,007%.

Самородный висмут образует выделения размером от 0,01 до 0,2 мм. По сравнению с висмутином он характеризуется более высокой отражательной способностью и заметно низкой твердостью.

Двуотражение очень слабое. Анизотропия сильная. Его зерна на воздухе быстро тускнеют, приобретая очень характерный желтоватый оттенок. Принадлежность минерала к самородному висмуту подтверждена локальным микроспектральным анализом, показавшим присутствие висмута, отсутствие серы и других элементов. Зерна самородного висмута чаще всего находятся на гранях кристаллов висмутина и в межзерновом пространстве висмутиновых агрегатов (преимущественно в пределах их краевых зон). В последнем случае его обособления имеют веретенообразную или прожилковидную форму с признаками частичного замещения вмещающих зерен висмутина. Таким образом, взаимоотношения между этой парой минералов указывают на несколько более позднее образование самородного висмута.

Микроскопические наблюдения показывают, что висмутовые минералы не только служат цементом для раздробленных зерен диопсида, тремолита или турмалина, но и располагаются по трещинам спайности их. В том случае, когда они находятся непосредственно в контакте с жильным кварцем, ограничения зерен последнего всегда резко неровные с глубокими заливами, чего не отмечается вне контакта. Нередко внутри скоплений висмутина и самородного висмута сохраняются от замещения "островки" кварца, обладающего одинаковой оптической ориентировкой с соседними крупными зернами этого минерала. Приведенные данные указывают не только на более позднее образование висмутовой минерализации по сравнению с сопутствующими нерудными минералами, но и на растворение кварца с последующим отложением на его месте висмутина и самородного висмута.

Следы растворения кварца в контакте с висмутовыми минералами свидетельствуют о щелочном характере гидротермальных растворов. В литературе имеются примеры разъедания кварца с последующим выполнением пустот сульфидными минералами /1,2,3/, причем во всех случаях такие явления приурочены к самым поздним моментам процесса рудоотложения.

В настоящее время на основе термодинамических расчетов и некоторых опытных данных принимается, что присутствие в минеральных ассоциациях висмутина указывает на слабокислый - нейтральный характер растворов, а самородного висмута - на ней-

## Рентгенограммы висмутита

| №<br>ш | Обр. ПВ-65 |              | Висмутин по Михееву /5/ |              |
|--------|------------|--------------|-------------------------|--------------|
|        | У          | $d_{\alpha}$ | У                       | $d_{\alpha}$ |
| I      | 0.сл.      | 5,65         | 5                       | 5,55         |
| 2      | сл.        | 5,03         | 5                       | 4,95         |
| 3      | 2          | 3,93         | 6                       | 3,92         |
| 4      | 10         | 3,53         | 10                      | 3,50         |
| 5      | 8          | 3,079        | 9                       | 3,08         |
| 6      | 7          | 2,791        | 8                       | 2,79         |
| 7      | I          | 2,701        | 5                       | 2,69         |
| 8      | I          | 2,617        | 5                       | 2,61         |
| 9      | 8          | 2,497        | 7                       | 2,495        |
| 10     | I          | 2,442        | 5                       | 2,425        |
| 11     | I          | 2,286        | 5                       | 2,285        |
| 12     | 6          | 2,235        | 7                       | 2,23         |
| 13     | I          | 2,118        | 5                       | 2,11         |
| 14     | I          | 2,075        | 5                       | 2,08         |
| 15     | I          | 1,975        | 5                       | 1,98         |
| 16     | 7          | 1,938        | 8                       | 1,935        |
| 17     | I          | 1,885        | 5                       | 1,870        |
| 18     | I          | 1,846        | 5                       | 1,840        |
| 19     | 7          | 1,727        | 8                       | 1,725        |
| 20     | I          | 1,701        | 5                       | 1,690        |
| 21     | I          | 1,547        | 7                       | 1,550        |
| 22     | 5          | 1,480        | 6                       | 1,475        |
| 23     | 2          | 1,426        | 6                       | 1,430        |
| 24     | I          | 1,350        | 6                       | 1,347        |
| 25     | I          | 1,308        | 6                       | 1,302        |
| 26     | I          | 1,249        | 5                       | 1,242        |
| 27     | I          | 1,187        | 6                       | 1,184        |
| 28     | I          | 1,143        | 6                       | 1,138        |

Примечание: Рентгенограмма снята Д.К.Архипенко на дифракто-  
метре УРС-50 в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

тральный — щелочной /4/.

Таким образом, изучение состава висмутовых минералов, их взаимоотношений друг с другом и окружающими минералами позволяют судить не только о последовательности отложения, но и о химизме растворов и тех изменениях в их составе которые происходят на заключительных стадиях минералообразования.

Характерно, что железосодержащие окисные (магнетит, гематит) и сульфидные (пирит, пирротин, халькопирит) минералы в изученных тремолит-диопсидовых породах отсутствуют полностью. Редкие мелкие кристаллы пирита обнаружены лишь в прослоях сланцев, в составе которых присутствуют биотит, актинолит, эпидот и некоторые другие минералы, относительно обогащенные железом. На характеристике этих и других минералов метаморфических сланцев мы не останавливаемся.

#### Заключение

Диопсидовые породы в верховьях р.Иркут не относятся к магнезиальным скарнам, как это принималось ранее. Об этом свидетельствует прежде всего отсутствие признаков метасоматической зональности в строении пород, с образованием моно- и биминеральных зон. В составе диопсидовых пород, несмотря на полиминеральность и очень слабое воздействие гидротермальных процессов, шпинель и форстерит, минералы наиболее типичные для магнезиальных скарнов, не установлены. Необычны возрастные взаимоотношения между минералами в рассматриваемых породах и их некоторые парагенезисы, например диопсид+калиевый полевой шпат+кальцит при постоянном присутствии титанита, апатита и других второстепенных минералов.

Эти и некоторые другие факты по условиям нахождения и состава тремолит-диопсидовых пород указывают, что мы имеем дело не с магнезиальными скарнами, а с метасадочными породами, испытавшими термальный и отчасти гидротермальный метаморфизм со стороны гранитной интрузии. Продуктами гидротермальных процессов являются молибденит, висмутин и самородный висмут, которые однако в тремолит-диопсидовых породах присутствуют в незначительных количествах, особенно последние два минерала.

Аналогичные скарноподобные породы встречаются и в других районах. Условия локализации оруденения (в том числе и молибденитового) в них и в собственно магнезиальных скарнах неодинаковы. Поэтому расшифровка генетической природы такого рода тремолит-диопсидовых пород необходима и для прогнозной оценки их металлоносности.

#### Литература

1. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстура и структура руд. Госгеолиздат, 1958.
2. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генезис месторождений скарново-золоторудной формации. М. "Наука", 1972.
3. Генкин А.Д. О разьедании кварца в сульфидных рудах. Зап. Всесоюз. минер. общ., № 4, 1954.
4. Минцер Э.Ф. Геохимические особенности поведения висмута в гипогенных процессах. - В кн.: Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. М. "Наука", 1969.
5. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. - Изд-во АН СССР, 1957.
6. Шмотов А.П., Гордиенко И.В. Магнезиальные скарны в верховьях реки Иркут (Восточный Саян). - В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений Прибайкалья. Иркутск, 1964.

О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ СКАРНОВОЙ ЗОНЫ  
САВИНСКОГО № 5 СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Савинское № 5 месторождение принадлежит к скарновым полиметаллическим. Приурочено оно к горизонту переслаивающихся сланцев и известняков, которые прорываются двумя телами диоритов и многочисленными послойными их апофизами. На уровне третьего — пятого горизонтов на месторождении широким развитием пользуется аксинитовая минерализация. На более глубоких горизонтах она сменяется мощными телами скарнов.

В работах /1,2,3,4,6,7/ аксинитовая минерализация рассматривается как самостоятельная стадия гидротермального процесса. Изучая минеральный состав скарнов, авторы настоящей статьи обнаружили, что помимо граната и пироксена в этих породах присутствуют аксинит, кальцит и кварц, а местами появляются пирротин и другие сульфиды. Поэтому авторы сочли необходимым изложить полученный новый фактический материал по минеральному составу скарнов и высказать некоторые соображения о взаимоотношении этих образований с аксинитовой минерализацией.

Определения химического состава аксинита, граната и пироксена показали, что на месторождении развита только одна, марганцевая, разновидность аксинита (таблица 1), гранаты представлены андрацитом (таблицы 2 и 3), пироксены — диопсидом (таблица 4).

На основе встреченных на месторождении парагенезисов и их

Таблица I

Химический состав аксинитов Савинского № 5 месторождения (в %)

| Компоненты                     | Метасоматическая зона |         |                     |                |
|--------------------------------|-----------------------|---------|---------------------|----------------|
|                                | Аксинитовая           |         | Гранат-пироксеновая | Гранатовая     |
|                                | I                     | 2       | 3                   | 4              |
| SiO <sub>2</sub>               | 41,94                 | 41,56   | 42,60               | 41,98          |
| TiO <sub>2</sub>               | не опр.               | не опр. | не опр.             | не опр.        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,54                 | 17,98   | 16,54               | 16,42          |
| Fe общ.                        | 7,13                  | 5,02    | 6,33                | 7,33           |
| MnO                            | 6,35                  | 6,45    | 6,27                | 5,50           |
| MgO                            | 0,94                  | 1,32    | 1,35                | 0,92           |
| CaO                            | 20,03                 | 19,80   | 19,41               | 20,24          |
| K <sub>2</sub> O               | 0,16                  | не опр. | 0,11                | 0,06           |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,20                  | "-      | 0,16                | 0,07           |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 5,29                  | 6,80    | 5,22                | 5,41           |
| H <sub>2</sub> O               | 2,08                  | 1,58    | 2,12                | 1,79           |
| F                              | 0,04                  | -       | 0,07                | 0,05           |
| Сумма                          | 100,70                | 100,51  | 100,18              | 99,77          |
| K <sub>Mn</sub>                |                       | 29,6    | 29,4                | 24,9           |
| Место отбора проб              | Горизонт 634 м        |         | Горизонт 514 м      | Горизонт 470 м |

Примечания: 1.  $K_{Mn} = \frac{Mn \cdot 100}{2/3 (Mn + Fe + Ca)}$

2. Все приводимые в статье химические анализы минералов выполнены аналитиком Л.Н.Матвеевой в СибГЕОХИ по материалам авторов; анализ 2 заимствован из работы /7/.
3. Места отбора проб всех минералов указаны также на рис.2.

химического состава построена диаграмма состав-парагенезис, на которой за виртуальные инертные компоненты приняты  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис.1). В качестве исходных точек на диаграмму нанесены теоретические составы андрадита, диопсида и идеального манганаксинита, по /5/. Диаграмма иллюстрирует присутствие на месторождении следующих устойчивых трехминеральных парагенезисов скарнов: андрадит + манганаксинит + кальцит; диопсид + манганаксинит + андрадит; диопсид + кварц + манганаксинит.

Указанные парагенезисы развиваются по всей скарновой зоне, однако количественные соотношения минералов в этих парагенезисах в вертикальном разрезе месторождения значительно варьируют. На глубоких вскрытых горизонтах преобладающим развитием пользуется андрадит при подчиненной роли всех остальных минералов. На уровне средних горизонтов количество андрадита уменьшается, в породе значительно увеличивается содержание диопсида и умеренно растет процент манганаксинита. И, наконец, на верхних горизонтах превалирующую роль начинает играть манганаксинит при незначительном содержании в породе андрадита и диопсида. Особенности распределения аксинита в вертикальном разрезе месторождения иллюстрируются таблицей 5.

Установленное распределение парагенетических ассоциаций в разрезе месторождения позволяет по преобладающему развитию того или иного минерала выделить три метасоматические зоны (снизу вверх): гранатовую (андрадитовую), гранат-пироксеновую (андрадит-диопсидовую) и аксинитовую, которые в совокупности представляют собой метасоматическую колонку скарнов (рис.2).

Анализируя приведенную метасоматическую колонку, устанавливаем, что образование андрадитовой зоны связано с накоплением  $\text{Fe}$ , андрадит-диопсидовой —  $\text{Fe}$  и  $\text{Mg}$ , манганаксинитовой —  $\text{Mn}$  и  $\text{B}$ . Следовательно, возникновение зональности скарнов на Савинском № 5 месторождении обусловлено значительными концентрациями вполне подвижных компонентов  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Mn}$  и  $\text{B}$  в растворе. Этот раствор, просачиваясь через вмещающие сланцы, насыщается содержащимися в них  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а проникая в известняки —  $\text{CaO}$ . При переходе из одной среды в другую, химически неравновесную с первой, например из сланцев в известняки, заимствованные компоненты ( $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) совместно с

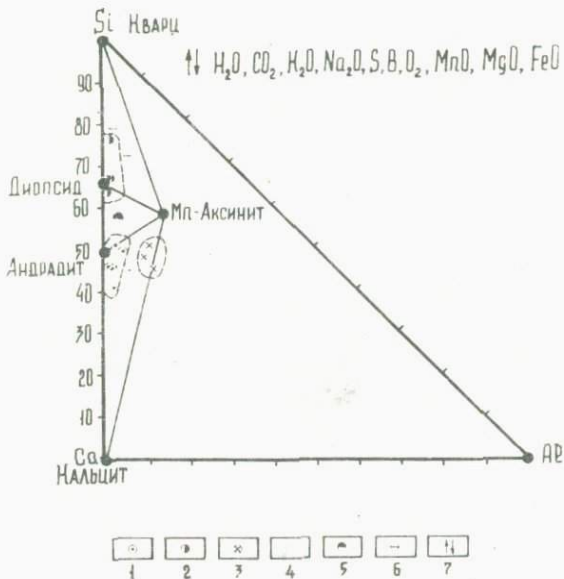


Рис. I. Диаграмма состав-парагенезис скарнов Савинского № 5 месторождения.

На диаграмму нанесены пересчитанные на молекулярные проценты химические анализы скарнов месторождения.

1 - кальцит-гранатовые скарны; 2 - пироксеновые скарны; 3 - кальцит-аксинитовые скарны; 4 - кальцит - аксинит-гранатовые скарны; 5 - аксинит-пироксен-гранатовые скарны; 6 - кварц-аксинит-пироксеновые скарны; 7 - вполне подвижные компоненты.

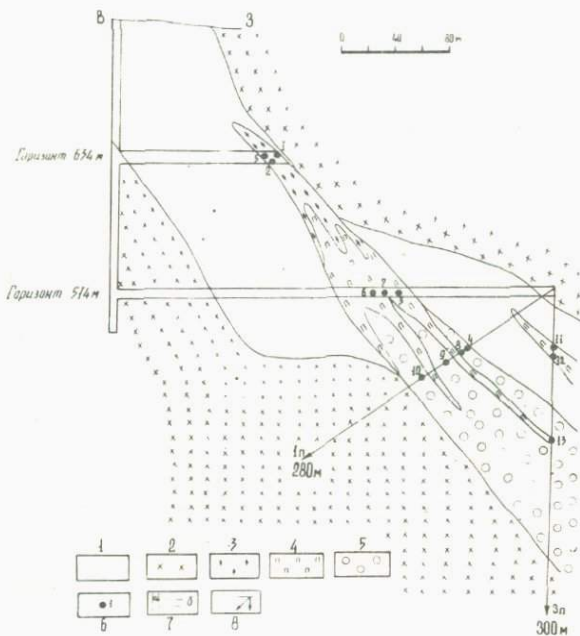


Рис.2 Строение скарновой зоны в вертикальном разрезе через центральную часть Савинского № 5 месторождения.

- 1 - горизонт переслаивания сланцев и известняков;  
 2 - диориты; 3 - аксинитовая зона скарнов; 4 - гранат-пироксеновая зона скарнов; 5 - гранатовая зона скарнов;  
 6 - места отбора минералов; 7 - а) ствол шахты, б) квершлагги; 8 - подземные скважины.

Таблица 2

Химический состав гранатов Савинского № 5 месторождения (в %)

| Компо-<br>ненты                | Метасоматическая зона |                         |         |                |         |         |
|--------------------------------|-----------------------|-------------------------|---------|----------------|---------|---------|
|                                | Аксинито-<br>вая      | Гранат-пироксе<br>новая |         | Гранатовая     |         |         |
|                                |                       | 5                       | 6       | 7              | 8       | 9       |
| SiO <sub>2</sub>               | 36,14                 | 36,31                   | 35,32   | 37,10          | 36,62   | 37,06   |
| TiO <sub>2</sub>               | не обн.               | не обн.                 | не обн. | не обн.        | не обн. | не обн. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,85                  | 1,42                    | 1,70    | 2,38           | 2,07    | 2,21    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 29,11                 | 28,52                   | 28,62   | 26,64          | 27,11   | 26,70   |
| FeO                            | не обн.               | не обн.                 | не обн. | не обн.        | не обн. | не обн. |
| MnO                            | 0,41                  | 0,43                    | 0,54    | 0,43           | 0,47    | 0,46    |
| MgO                            | 0,46                  | 0,22                    | 0,58    | 0,10           | 0,19    | 0,54    |
| CaO                            | 31,78                 | 31,83                   | 32,32   | 32,25          | 31,95   | 31,55   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,18                  | 0,11                    | сл      | 0,17           | 0,14    | 0,20    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,34                  | 0,09                    | 0,03    | 0,30           | 0,20    | 0,42    |
| ППП                            | 0,77                  | 0,73                    | 0,43    | 0,43           | 0,83    | 0,60    |
| Сумма                          | 100,04                | 99,66                   | 99,54   | 99,80          | 99,58   | 99,74   |
| Место<br>отбора<br>проб        | Горизонт              | Горизонт 514м           |         | Горизонт 446 м |         |         |

Таблица 3

Состав гранитов Савинского № 5 месторождения в пересчете на минералы

| Номер<br>пробы | Метасоматическая<br>зона | Андралит<br>$3CaO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2$ |                        | Гроссулар<br>$3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ |                        | Пирроп<br>$3MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ |                        | Спелсартин<br>$3MnO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ |                        | Остаток |                        | $Al_2O_3$ | Сумма Fe | $K_{Mn}$ |      |
|----------------|--------------------------|---|------------------------|--|------------------------|---|------------------------|---|------------------------|---------|------------------------|-----------|----------|----------|------|
|                |                          | %   | Сред-<br>нее в<br>зоне | %  | Сред-<br>нее в<br>зоне | %   | Сред-<br>нее в<br>зоне | %   | Сред-<br>нее в<br>зоне | %       | Сред-<br>нее в<br>зоне |           |          | %        | %    |
| 5              | Аксинитовая              | 92,5  | 92,5                   | 3,0  | 3,0                    | 1,9   | 1,9                    | 1,0   | 1,0                    | 1,6     | 1,6                    | 0,85      | 29, II   | 1,36     | 1,36 |
| 6              | Гранат-<br>пироксеновая  | 90,8  | 90,9                   | 5,1  | 4,9                    | 1,0   | 1,7                    | 1,0   | 1,1                    | 2,1     | 1,4                    | 1,56      | 28,57    | 1,47     | 1,64 |
| 7              |                          | 91,0  |                        | 4,7  |                        | 2,4   |                        | 1,2   |                        | 0,7     |                        |           |          |          |      |
| 8              | Гранатовая               | 84,0  | 84,8                   | 10,4   | 8,6                    | 0,4   | 1,1                    | 1,1   | 1,1                    | 4,1     | 4,5                    | 2,22      | 26,82    | 1,59     | 1,74 |
| 9              |                          | 86,1  |                        | 8,0  |                        | 0,7   |                        | 1,1   |                        | 4,1     |                        |           |          |          |      |
| 10             |                          | 84,3  |                        | 7,5  |                        | 2,3   |                        | 1,1   |                        | 4,8     |                        |           |          |          |      |

Таблица 4

Химический состав пироксенов Савинского № 5 месторождения в пересчете на миналы

| Компоненты   | Номера проб |         |        |
|--|-------------|---------|--------|
|  | II          | I2      | I3     |
| SiO <sub>2</sub>   | 52,52       | 52,07   | 49,94  |
| TiO <sub>2</sub>   | не обн.     | не обн. | 0,12   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0,85        | 0,25    | 2,38   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 1,47        | 1,26    | 1,32   |
| FeO  | 2,51        | 0,54    | 4,31   |
| MnO  | 0,49        | 0,18    | 0,95   |
| MgO  | 15,82       | 18,84   | 14,25  |
| CaO  | 24,18       | 24,85   | 24,15  |
| K <sub>2</sub> O   | 0,10        | 0,17    | 0,20   |
| Na <sub>2</sub> O  | 0,11        | 0,43    | 0,18   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |             |         | 0,22   |
| IIII   | 1,98        | 1,13    | 2,10   |
| Сумма  | 100,03      | 99,72   | 100,12 |
| CaO·MgO·2SiO <sub>2</sub>  | 88,6        | 91,0    | 80,2   |
| CaO·FeO·2SiO <sub>2</sub>  | 7,7         | 1,6     | 8,4    |
| CaO·MnO·2SiO <sub>2</sub>  | 0,6         | 0,6     | 3,0    |
| Na <sub>2</sub> O·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·4SiO <sub>2</sub>                    | 0,5         | 2,2     | 0,8    |
| 2CaO·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub> | 2,5         | 0,3     | 1,8    |
| CaO·TiO <sub>2</sub> ·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                   |             |         | 0,2    |
| CaO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·SiO <sub>2</sub>                                   | 0,1         | 0,3     | 2,6    |
| Остаток  | 1,2         | 4,0     | 2,0    |

Примечание: Пироксен из аксинитовой зоны также принадлежит диопсиду, его оптические константы по /7/: Ng = 1,692 ± 0,001; Np = 1,664 ± 0,001; Ng - Np = 0,028; c:Ng = 40°.

Таблица 5

Соотношение скарных образований и их аксинитосодержащих разностей в вертикальном разрезе через центральную часть Савинского № 5 месторождения

| Метасоматическая зона                             | Горизонт в абс. отм. | Наименование выработок | Ширина зоны скарных образований (в м) | Процент аксинитосодержащих разностей скарнов от общего объема скарнов | Степень проявления аксинита   |
|---|----------------------|------------------------|---------------------------------------|---|---|
| Аксинитовая                                       | 594                  | квершлаг               | 16                                    | Около 100   | Аксинит в скарнах составляет 80-90%   |
| Переход от аксинитовой зоны к гранат-пироксеновой | 554                  | квершлаг               | 24                                    | 71  | Преобладают скарны, в которых количество пироксена, граната и аксинита практически одинаково                              |
| Гранатовая  | 480-420              | скв. 1п                | 50                                    | 42  | В небольшом количестве входит в состав других скарнов; редко встречаются кварц-аксинитовые или кальцит-аксинитовые скарны |
|   | 420-290              | скв. 3п                | 77                                    | 25  | В резко подчиненном количестве входит в состав гранатовых скарнов   |

компонентами замещающей породы (СаО) и раствора ( Fe , Mg , Mn ) образуют метасоматическую зональность. Бор, судя по характеру его распределения в вертикальном разрезе месторождения (таблица 5) и высоким концентрациям элемента в сланцах, заимствуется растворами из этих пород и накапливается во внешней зоне метасоматической колонки в форме аксинита.

Характерными особенностями выявленной зональности являются постоянство состава переменных минералов в пределах зон\*, отсутствие эндоконтактных зон изменения скарнов при наличии интенсивно проявленных экзоконтактных зон, развитие мощной зоны андрадитовых скарнов, которая по размерам в три раза превышает две другие зоны. Перечисленные факты свидетельствуют о том, что образование характеризуемых скарнов Савинского № 5 месторождения явилось результатом метасоматического преобразования вмещающих сланцев и известняков горизонта переслаивания этих пород и произошло в результате одностороннего переноса компонентов восходящими растворами, т.е. описанная зональность скарнов месторождения соответствует инфильтрационной метасоматической колонке.

Таким образом, изложенные выше данные свидетельствуют о том, что аксинит, наряду с гранатами и пироксенами, является главным минералом инфильтрационных скарнов месторождения и не может быть выделен в самостоятельную стадию гидротермального процесса.

#### Литература

1. Архангельская В.В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Колтун Л.И., Ляхов Ю.В., Пизнур А.В. К вопросу об условиях образования аксинитов. Записки Всесоюз.минерал.о-ва, 1961, ч. 90, вып.3.

---

\* При переходе от зоны к зоне отмечаются лишь незначительные изменения в концентрациях Al и Fe в андрадите и показателя марганцовистости в андрадите и аксините (таблицы 1 и 3).

3. Кузнецов К.Ф., Мейтув Г.М. Геохимия редких элементов в оцинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., "Наука", 1967.
4. Лобанова Г.М., Санин Б.П. Геология и вещественный состав руд месторождения Савинского № 5. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып.83.
5. Сердюченко Д.П., Павлов В.А. О составе и классификации аксинитов. Записки Всесоюз.минерал. о-ва, 1962, ч.91, вып.1.
6. Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.,Изд-во АН СССР, 1961.
7. Талдыкина К.С. Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы Восточного Забайкалья. М.-Л.,Изд-во АН СССР, 1962.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ  
ИЗ ДУНИТОВ НЕКОТОРЫХ АССОЦИАЦИЙ СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ  
ГОРНОЙ СТРАНЫ

В породах ультраосновного состава акцессорные минералы, как правило, представлены хромшпинелидами. Их концентрации в ультрабазитах обычно колеблются в пределах 0,5–2,0%, но иногда повышаются до нескольких процентов и образуют промышленные скопления. Исследованиями Г.А.Соколова /7/, Н.В.Павлова /5,6/, С.С.Зимина /4/ установлено, что состав хромшпинелидов закономерно изменяется в ходе кристаллизации ультраосновного расплава. На ранних стадиях формируются более железистые и высокохромистые хромшпинелиды, ассоциирующие с дунитами, на поздних этапах – глиноземистые и магниевые разновидности, характерные для гарцбургитов. От состава пород обычно зависят морфологические особенности и содержания интересующего нас акцессорного минерала. Так, Г.А.Соколов /7/, А.С.Варлаков /9/ отметили ярко выраженный идиоморфизм хромшпинелидов из дунитов разных формационных типов ультрабазитов Урала и ксеноморфный характер выделений этих минералов в гарцбургитах и лерцолитах гипербазитовых интрузий. По данным Е.П.Царицына /9/, в мономинеральных оливиновых породах дунит-гарцбургитового ряда концентрации хромшпинелидов заметно меньше, чем в аналогичных по составу породах дунит-клинопироксенитовой и дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формаций.

В названных работах различия между акцессорными хромшпинелидами сводятся к двум морфологическим типам – идиоморфному и ксеноморфному, тогда как в ультраосновных породах качественное

разнообразие форм зерен ими не исчерпывается. Наряду с правильными кристаллами и ксеноморфными зёрнами в ультрабазитах распространены овальные, частично нарушенные, лейстовидные, серповидные и футлярообразные выделения. Оценить же визуальное соотношение между всеми морфологическими разновидностями хромшпинелидов и выделить среди них главные практически невозможно.

В настоящей статье сделана попытка выявить черты сходства или различия хромшпинелидов из дунитов некоторых формационных типов Средне-Витимской горной страны с помощью статистической количественной оценки морфологических особенностей данного акцессорного минерала. С этой целью было исследовано 1500 зерен хромшпинелидов в 20 прозрачных шлифах из дунитов дунит-троктолитовой ассоциации массива "Маринкина" и 1900 зерен в 45 шлифах из аналогичных пород Шаманского и Парамского интрузивов, представляющих гипербазитовую формацию Средне-Витимской горной страны. По ряду признаков оценивались морфология выделений, характер контуров и распределение акцессорного минерала по отношению к ограничениям породообразующего оливина, определялись размеры зерен по длинной и короткой осям и площадь срезов минералов, вычислялись содержания хромшпинелидов и количество центров кристаллизации на единицу площади.

Прежде чем приступить к изложению полученных результатов необходимо оценить возможные отклонения в классификациях зерен хромшпинелидов по формам и размерам, которые возникают в результате наблюдения в одной плоскости. Такая задача сравнительно легко может быть решена с помощью понятий геометрической вероятности, при условии, что в шлифах мы имеем дело с произвольными и случайными сечениями объемных форм минералов. Так как подавляющее большинство выделений акцессорных хромшпинелидов в гипербазитах имеет изометричную форму, то в первом приближении ее можно аппроксимировать сферой. В том случае, когда зерна располагаются случайно и все их положения равновероятны, задача выяснения закона распределения площадей сечений сводится к нахождению закона распределения размеров хорд круга - наибольшего сечения сферы. Учитывая, что все положения плоскостей срезов относительно сферы равновероятны, то достаточно рассмотреть случай сечения круга параллельными ли-

ниями.

Введем следующие обозначения:  $R$  - радиус сферы;  $z$  - радиус любого кругового сечения, равного половине длины хорды;  $y$  - расстояние от центра сферы до плоскости сечения. Тогда вероятность  $P$  того, что радиус полученного сечения будет не более величины  $z$  выразится следующим образом:  $P(x < z) = \frac{R-y}{R} = 1 - \frac{y}{R}$ .

При  $R = 1$ ,  $P/x < z = 1 - y$ : Величина  $y$  находится из геометрических соотношений:  $y = \sqrt{1 - z^2}$ . Следовательно,  $P(x < z) = 1 - \sqrt{1 - z^2}$ . Продифференцировав последнее выражение, получим формулу для плотностей вероятности  $f(z) = \frac{z^2 dz}{\sqrt{1 - z^2}}$ . Математическое ожидание  $z$  находим следующим образом:  $\int_0^R \frac{z^2 dz}{\sqrt{1 - z^2}} = \frac{R}{2} - \frac{z}{2} \sqrt{1 - z^2} + \frac{1}{2} \arcsin z = 0,8R$ . Это означает, что основная масса сечений по размерам будет близка к действительной величине зерен. Для получения истинных размеров достаточно разделить на 0,8 модальное значение величин срезов. По функции распределения вероятности вычислено, что сечения радиусом от  $0,5R$  до  $R$  составляют 87% от общего их числа.

Аналогичные расчеты, выполненные для оценки правильности идентификации морфологии зерен хромшпинелидов по их срезам на примере кристаллов с частично нарушенными ограничениями (при условии коррозии 50% их поверхности), также показали большую степень вероятности установления истинных форм. Было вычислено, что на долю срезов с частично нарушенными кристаллографическими очертаниями приходится 60% от общего числа зерен, тогда как остальные 40% будут ложно истолкованы как идоморфные и ксеноморфные. Из рассуждений, изложенных выше для первого случая (выяснение закона распределения площадей сечений), следует, что модальные значения числа срезов, отражающих истинную форму выделений хромшпинелидов, должны уменьшиться не на 40%, а только на 20%. То есть в области модальных значений правильно будет классифицировано 80% всех сечений зерен.

Необходимо подчеркнуть, что приведенные соображения касаются в основном крупных выделений акцессорного минерала размером более  $0,2 \text{ мм}^2$ , которые составляют около 40% общего их числа. Ошибки измерения и классификации по формам мелких зерен (60% числа всех срезов) площадью до  $0,2 \text{ мм}^2$  будут минимальными, так как величина таких выделений соизмерима с толщиной

| Форма срезов зерен<br>кислородных из<br>дунитов | Массив «Маринкин»<br>(дунит-треугольная ас-<br>социация) | Массивы «Шаманский» и «Парамский»<br>(дунит-гарцбургитовая ассоциация) |
|---|--|--|
| Изоморфная                                      |  |  |
| Плоская,<br>округлая                            |  |  |
| Ограничения<br>частично<br>нарушены             |  |  |
| Неправильная                                    |  |  |
| Серповидная                                     |  |  |
| Лейстовидная                                    |  |  |
| Футляровидная                                   |  |  |

Рис. I Форма срезов зерен аксессуарных минералов из дунитов Маринкина, Шаманского и Парамского массивов.

шлифа. Следовательно, принятая методика изучения морфологических особенностей хромшпинелидов в шлифах на основе статистической обработки данных вполне приемлема для целей сравнения сходных объектов.

В результате исследований были выделены две большие группы зерен хромшпинелидов, распространенные в дунитах Маринкина, Шаманского и Парамского массивов. Одна из них образует включения в оливине, другая, более многочисленная, располагается на границах выделений породообразующего минерала (табл. I). Соотношения количеств индивидуумов аксессуарного хромшпинелида указанных групп для дунитов дунит-троктолитовой ассоциации и гипербазитовой формации довольно близки, но преобладают выделения на границах зерен оливина. Как видно из приведенных гистограмм (рис. 2 и 3), включения в оливине представлены самыми мелкими выделениями аксессуарного минерала. Следовательно, значительно большая по объему часть хромшпинелидов образовалась на границах кристаллов породообразующего минерального компонента.

Сравнение хромшпинелидов по идиоморфизму позволяет выделить ряд морфологических типов зерен, общих для дунитов указанных ассоциаций. В исследованных породах массивов "Маринкина", "Шаманского" и "Парамского" присутствуют следующие формы выделений: идиоморфные, овальные, с частично нарушенными ограничениями, неправильные (ксеноморфные), лейстовидные и серповидные.

Идиоморфные кристаллы октаэдрического габитуса наибольшим распространением пользуются в дунитах гипербазитовой формации и преобладают среди прочих форм как в группе включенных в оливин, так и выделившихся на его границах (табл. I). Идиоморфные кристаллы в мономинеральных оливиновых породах Маринкина массива встречается значительно реже. Для них характерны формы со сглаженными углами между смежными гранями, тогда как в аналогичных породах Шаманского и Парамского массивов углы граней аксессуарного минерала выражены очень четко.

Овальные выделения хромшпинелидов преобладают в дунитах Маринкиной интрузии. Большая их часть представляет собой включения в оливине. Зачастую в овальных зернах аксессуарного минерала можно заметить следы бывших, вероятно оплавленных, граней.

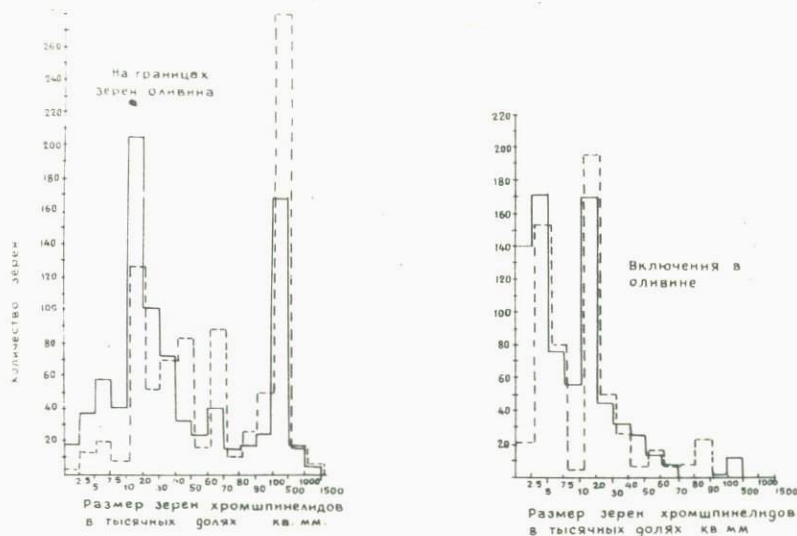


Рис. 2 Гистограммы распределения зерен акцессорных хромшпинелидов по размерам в дунитах различных формаций Средне-Витимской горной страны. Пунктирная линия - дунит-троктолитовая ассоциация (массив "Маринкин"); сплошная линия - гипербазитовая формация (массивы "Шаманский" и "Парамский").

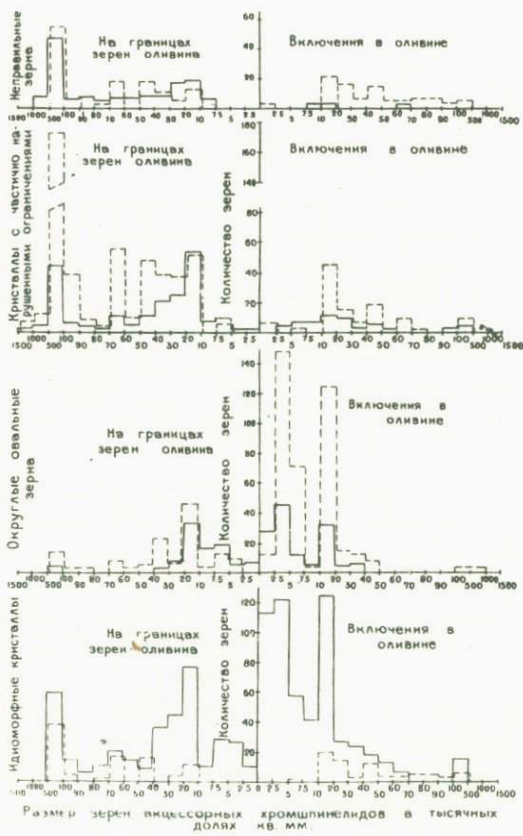


Рис.3 Гистограммы распределения зерен акцессорных хромшпинелидов внутри морфологических типов по размерам в дунитах различных формаций Средне-Витимской горной страны. Пунктирная линия - дунит-троктолитовая ассоциация (массив "Маринкин"); сплошная линия - гипербазитовая формация (массивы "Шаманский" и "Парамский").

Таблица I

Распределение зерен хромшпинелидов по соотношениям с оливином и морфологии в дунитах Маринкина, Шаманского и Парамского массивов

| Форма зерен акцессорных хромшпинелидов | Массив "Маринкин"   |              |                              |              | Массивы "Шаманский" и "Парамский" |              |                              |              |
|--|---------------------|--------------|------------------------------|--------------|-----------------------------------|--------------|------------------------------|--------------|
|  | Включения в оливине |              | На границе выделений оливина |              | Включения в оливине               |              | На границе выделений оливина |              |
|  | Кол-во              | Со-держ. в % | Кол-во                       | Со-держ. в % | Кол-во                            | Со-держ. в % | Кол-во                       | Со-держ. в % |
| 1. Идиоморфная                         | 81                  | 12,9         | 108                          | 12,3         | 564                               | 73,9         | 363                          | 41,8         |
| 2. Овальная                            | 406                 | 64,8         | 149                          | 16,9         | 134                               | 17,5         | 98                           | 11,2         |
| 3. Частично нарушенная                 | 124                 | 19,8         | 492                          | 55,7         | 54                                | 7,2          | 213                          | 24,6         |
| 4. Неправильная                        | 13                  | 2,1          | 119                          | 13,4         | 6                                 | 0,8          | 136                          | 15,7         |
| 5. Лейстовидная                        | 1                   | 0,2          | 8                            | 0,9          | 1                                 | 0,1          | 45                           | 5,2          |
| 6. Серповидная                         | 1                   | 0,2          | 7                            | 0,8          | 4                                 | 0,5          | 13                           | 1,5          |
| ВСЕГО:<br>ИЗ НИХ:                      | 626                 | 100          | 883                          | 100          | 763                               | 100          | 868                          | 100          |
| С включениями оливина                  | 61                  | 9,8          | 455                          | 51,6         | 4                                 | 0,5          | 29                           | 2,1          |
| В том числе флюидообразных:            | 16                  | 2,5          | 123                          | 13,9         | -                                 | -            | 6                            | 0,6          |

ПРИМЕЧАНИЕ: Подчеркнуты модальные значения

Таблица 2

Количество центров кристаллизации на единицу площади и содержания хромшпинелидов в дунитах Маринкина, Шаманского и Парамского массивов

| Массивы                              | Средн. арифметич. содержание хромшпинелидов (в объемн. %) |                                | Средн. арифметич. количества центров кристалл. на 1 кв. см |                                |
|--------------------------------------|---|--------------------------------|--|--------------------------------|
|                                      | Общее   | В том числе зерен более 0,1 мм | Общее  | В том числе зерен более 0,1 мм |
| 1. Маринкин (по 20 шт.)              | 2,18  | 1,74                           | 31,2   | 6,5                            |
| 2. Шаманский и Парамский (по 45 шт.) | 0,75  | 0,4                            | 15,1   | 1,3                            |

Кристаллы с частично нарушенными ограничениями (имеется в виду коррозия тех или иных частей кристалла \*) распространены обычно на границах зерен породообразующего минерала. Они наиболее характерны для дунитов Маринкина, чем для Шаманского и Парамского массивов, где максимум интерстиционных выделений приходится на правильные кристаллы. В зернах хромшпинелидов с частично нарушенными ограничениями из дунитов Маринкиной интрузии, так же как и в идиоморфных, зачастую наблюдается округлость углов граней.

Выделения неправильной формы (ксеноморфные) целиком относятся ко второй группе хромшпинелидов, кристаллизующихся на границах зерен породообразующего компонента, и распространены в одинаковой степени в мономинеральных оливиновых породах гипербазитовой формации и дунит-троктолитовой ассоциации. Выделения акцессорного минерала обычно имеют плавные контуры, извилистые очертания, зачастую в них вдаются "бухты" и "залиты" оливина, сравнительно редко наблюдаются единичные грани. Особой разницы между неправильными зернами хромшпинелидов из дунитов названных ассоциаций не отмечается.

Лейстовидные формы, по сравнению с другими, развиты незначительно, но более характерны для дунитов гипербазитовых интрузий. Они кристаллизуются только на границах зерен породообразующего компонента.

Серповидные выделения являются в одних случаях частным проявлением лейстовидных форм, иногда огибающих породообразующие минералы, как это отмечалось в дунитах Шаманского массива, в других — представляют собой недоразвитые футлярообразные кристаллы со сглаженными внешними контурами. Данная морфологическая разновидность хромшпинелидов имеет крайне незначительное распространение в интерстициях оливина.

Почти в половине случаев (51,6%) акцессорные минералы дунитов Маринкина массива содержат от одного до двадцати включений оливина или серпентина, что не характерно для аналогичных пород Шаманского и Парамского интрузивов (всего 2,1%). Большая часть зерен хромшпинелидов с включениями породообразующей фазы приходится на кристаллы с частично нарушенными ограничениями, затем следуют неправильные и идиоморфные выделения, кристаллизующиеся на границах индивидуумов оливина. Вклю-

чения этого силикаты в хромшпинелидах большей частью имеют правильные кристаллографические контуры, реже бывают овальными. Из числа зерен акцессорного минерала, содержащего включения, около 25% приходится на долю футлярообразных, которые обычно представлены толстостенными формами. В семидесяти случаях из ста порообразующая фаза находится в центральных частях "футляров" и занимает обычно 7-15%, а иногда 20-30% объема кристалла.

Интересные данные были получены в результате изучения распределения хромшпинелидов по размерам зерен в выделенных группах и в каждом из морфологических типов (рис. 2 и 3). Установлено, что модальные значения в распределениях акцессорного минерала по размерам аналогичны для дунитов Маринкина, Шаманского и Парамского массивов. Так, в группе включений в оливине выделяются два максимума, соответствующие интервалам  $0,0025 - 0,005 \text{ мм}^2$  и  $0,01 - 0,02 \text{ мм}^2$ . Среди выделений хромшпинелидов, распространенных на границах порообразующего минерального компонента, резко выражены модальные значения, соответствующие размерам  $0,01 - 0,02$  и  $0,1 - 0,5 \text{ мм}^2$ . Один из максимумов является совпадающим для обеих групп хромшпинелидов, следовательно, вообще для дунитов названных массивов характерны три класса размеров зерен акцессорного минерала (соответственно:  $0,0025-0,005$ ;  $0,01-0,02$ ;  $0,1-0,5 \text{ мм}^2$ ).

Классифицируя хромшпинелиды по величине зерен в каждом из морфологических типов, можно выявить ряд существенных различий в модальных значениях распределений, с одной стороны, Маринкина, с другой - Шаманского и Парамского массивов. В первом из них максимальные количества кристаллов - включений площадью  $0,0025-0,005$  и  $0,01-0,02 \text{ мм}^2$  соответствуют типу овальных оплавленных зерен, тогда как в двух других массивах преобладают идиоморфные выделения. Среди наиболее крупных индивидуумов ( $0,1-0,5 \text{ мм}^2$ ), расположенных на границах зерен оливина в дунитах Маринкиной интрузии, резко преобладают кристаллы с частично нарушенными ограничениями; затем в порядке убывания следуют зерна неправильной формы и идиоморфные выделения. Для Шаманского и Парамского интрузивов при таких же условиях пропорции в распределениях между названными морфологи-

ческими типами приблизительно равны. В дунитах изученных формаций совокупность выделений хромшпинелидов площадью 0,01–0,02 мм<sup>2</sup> на границах породообразующего минерала включает представителей всех форм при резком количественном превосходстве идиоморфных кристаллов в породах гипербазитовых массивов.

Исследованиями по онтогении минералов установлено, что морфология кристаллов, размеры, характер соотношений с другими минеральными компонентами являются функцией состояния системы – температуры, давления, вязкости, концентрации элементов. По-видимому, и модальные значения в распределении зерен по величине, морфологии и взаимоотношениям с породообразующим оливином относятся не к случайным явлениям, а отражают определенные стадии кристаллизации ультраосновного, в данном случае двухкомпонентного, расплава.

Самые мелкие выделения акцессорного минерала (0–0,005 мм<sup>2</sup>) наблюдаемые как включения в оливине, имеющие в большинстве случаев правильные кристаллографические ограничения, без сомнения представляют собой наиболее высокотемпературную твердую фазу, которая первой выделилась из расплава. К этому этапу кристаллизации в Маринкином интрузиве относятся и овальные зерна величиной 0,0025–0,005 мм<sup>2</sup>. Округлость их контуров вероятнее всего связана с магматической резорбцией первичных кристаллов, о чем свидетельствуют равномерная сглаженность их двухгранных углов и вершин и наличие ряда переходных форм между овальными и идиоморфными модификациями. Наряду с этими данными следует подчеркнуть тот факт, что общие концентрации акцессорного минерала и количество центров кристаллизации хромшпинелидов в дунитах Маринкиной интрузии больше, чем в аналогичных породах Шаманского и Парамского массивов (табл.2). Подобные явления могут указывать на значительную роль гравитационного осаждения первичных кристаллов с последующей резорбцией в более глубоких частях магматической камеры Маринкина массива.

Следующий максимум зерен, соответствующий размерам 0,01 – 0,02 мм<sup>2</sup>, вероятнее всего связан со второй стадией кристаллизации хромшпинелидов. Выше отмечалось, что они распространены как на границах породообразующего минерала, так и "законсер-

вированы" в нем. Соотношения между модальными значениями в распределениях акцессорных минералов в выделенных группах приблизительно равны (рис.2 и 3). Включения хромшпинелидов данного класса по морфологии сходны с первой генерацией при несколько повышенной роли кристаллов с частично нарушенными контурами. Выделения акцессорного минерала на границах породообразующих индивидуумов оливина представлены всеми морфологическими разновидностями зерен.

Изученные взаимоотношения между акцессорными и породообразующими минеральными компонентами в модальном классе  $0,01-0,02 \text{ мм}^2$  совместно с данными о распределении по морфологическим типам позволяют выделить стадию эвтектоидной кристаллизации хромшпинелидов в бинарной системе. Отсутствие структур, характерных для эвтектических смесей, согласно экспериментальным данным В.Эйтеля и Р.Фишера /8/ объясняется кристаллизацией одного из компонентов в условиях значительного переохлаждения, когда каждый из минералов растет из многих изолированных центров, не образуя специфических сростаний.

Следует подчеркнуть, что первая и вторая генерации хромшпинелидов были разделены некоторым промежутком времени, в течение которого происходила кристаллизация оливина с одновременной консервацией практически всех зерен первой генерации в центральных (31%) и периферических (69%) частях индивидуумов оливина.

Модальные значения в распределениях зерен по размерам в интервале  $0,1-0,5 \text{ мм}^2$  соответствуют третьей генерации хромшпинелидов. С ней связана кристаллизация различных морфологических модификаций зерен в интерстициях породообразующего минерального компонента. Среди них преобладают формы с частично нарушенными ограничениями, идиоморфные и неправильные. К этому же модальному классу относится больше половины всех выделений хромшпинелидов, содержащих включения оливина. С футлярообразными кристаллами ассоциируются лейстовидные и серповидные формы выделения. Следует подчеркнуть, что на долю крупных зерен приходятся наиболее высокие объемные концентрации хромшпинелидов при незначительном числе центров их кристаллизации.

Футляровидность и лейстовидность форм выделения, минималь-

ное число центров кристаллизации при максимальных размерах минералов характеризуют последние стадии кристаллизации расплава, что было экспериментально установлено Н.Ф.Челищевым на примере эволюции форм оливина при застывании расплава оливкового габбро-норита. Подобные явления возникают в результате значительного переохлаждения в системе, когда с увеличением вязкости температура снижается быстрее, чем устанавливается равновесие между минералом и остаточной жидкостью /IО,II/.

Приведенные соображения о порядке выделения хромшпинелидов в дунитах Маринкина, Шаманского и Парамского массивов не противоречат результатам экспериментальных исследований А.Г.Базилевского /I/, который установил факт ограниченной растворимости хромшпинелидов в ультраосновном расплаве (около 1-2%), доказал существование точки котектической кристаллизации и возможность ликвации.

Учитывая данные, полученные А.Г.Базилевским, можно сказать, что первая генерация хромшпинелидов в дунитах названных массивов соответствует стадии выделения избыточных против растворимости концентраций акцессорного компонента, вторая - эвтектоидной, а третья связана с кристаллизацией остаточной рудной жидкости, отделившейся на ранних стадиях застывания ультраосновного расплава. В этой связи следует указать на приблизительно равные концентрации хромшпинелидов первых двух генераций и на значительные различия для выделений последней стадии в дунитах исследованных интрузий (табл.2). Ориентировочные подсчеты содержания акцессорного минерала второй генерации (эвтектической) в дунитах, с одной стороны, Маринкина, с другой - Шаманского и Парамского массивов дают весьма близкие результаты - соответственно 0,39 и 0,34%. Видимо, эти концентрации соответствуют пределу растворимости хромшпинелидов в исследованных природных системах. Большая часть данного окисла отделилась в самостоятельную жидкую фазу в результате несовместности на ранних стадиях застывания расплавов и обусловила резкие различия в концентрациях акцессорного минерала на последней стадии кристаллизации дунитов названных массивов.

Проведенные исследования позволяют сделать также вывод о сходстве путей кристаллизации акцессорных хромшпинелидов и са-

мих дунитов дунит-троктолитовой ассоциации и гипербазитовой формации Средне-Витимской горной страны. Различия в соотношениях и особенностях морфологических типов, концентрациях и количествах центров кристаллизации, вероятно, связаны с местными условиями формирования, которые нуждаются в дальнейшем изучении.

#### Литература

1. Базилевский А.Г. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. - Геол. руд. м-ний, 1968, №6.
2. Варлаков А.С. О диагностическом и генетическом значении морфологических особенностей акцессорных хромшпинелидов и принцип идиоморфизма акцессорных минералов. Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1969, вып. 57.
3. Грудинин М.И. Габбро-перидотитовая формация Прибайкалья. Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещания (тезисы). Баку, 1969.
4. Зимин С.С. О составе и парагенезисах хромшпинелидов в ультраосновных породах. - Геология и геофизика, 1963, № 10.
5. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. Тр. ИГиН СО АН СССР, вып. 103, сер. рудн. м-ний. М., 1949, № 13.
6. Павлов Н.В., Чупрынина И.И. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива. М., "Наука", 1966.
7. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. ИГиН СО АН СССР, вып. 97, сер. рудн. м-ний, 1948, № 12.
8. Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования (пер. с англ.). М., Изд-во иностр. лит., 1954.
9. Царицын Е.П. Акцессорные хромшпинелиды в гипербазитах Хабаринского массива на Южном Урале. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. г.-м. наук. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1971.

- Ю. Челищев Н.Ф. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях. - В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. ИМГРЭ, М., "Наука", 1970.
- II. Эйтель В. Физическая химия силикатов (пер.с англ.). М., Изд-во иностр.лит., 1962.

И.Б.Талалаева, Ю.П.Трошин, С.М.Бойко

СФАЛЕРИТ-ГАЛЕНИТОВЫЙ ИНДИКАТОР ОКИСЛИТЕЛЬНО-  
ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ И ГЛУБИНЫ  
ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

В основе предлагаемого метода лежит идея использования распределения проявляющего различную валентность элемента-примеси между сосуществующими минералами при условии, что в разной степени окисления элемент-примесь предпочтительнее входит в разные минералы. В качестве системы, удовлетворяющей этому условию, было выбрано распределение олова между галенитом и сфалеритом.

В настоящей работе приведены результаты экспериментальных исследований распределения микроколичеств олова между сульфидами свинца и цинка в зависимости от pH и Eh среды. Сульфиды выделялись из водных растворов действием  $H_2S$  при температуре  $25^{\circ}C$  и атмосферном давлении. Содержание олова в растворе —  $1 \cdot 10^{-6}$  г/мл. При такой концентрации ионные произведения  $[Sn^{2+}] \cdot [S^{2-}]$  и  $[Sn^{4+}] [S^{2-}]^2$  не достигают значений  $ПП_{SnS}$  и  $ПП_{SnS_2}$  при всех значениях pH и Eh, создаваемых в ходе эксперимента. Равновесие в системах достигается практически через 3 часа с момента выделения осадков. Рентгеноструктурным анализом была установлена тонкокристаллическая структура осадков. Старение осадков в течение II суток не приводило к перераспределению олова между раствором и осадком. Исследование форм нахождения олова в твердой фазе показало, что часть его находится в виде тонкодисперсного собственного сульфида, а часть осажденного олова образует твердый раствор

с сульфидом макрокомпонента. Количество олова в осадках определялось спектральным методом анализа.

Особенно четкие закономерности распределения олова получились в кислой области. С ростом  $E_h$  в кислой области падает количество Sn, увлеченного PbS, от 100 до 50%, количество Sn, увлеченного осадком ZnS, наоборот, растет от 60 до 100%. В области значений pH 7-10 закономерность менее четкая, содержание Sn с ZnS составляет 50-30%, соосаждение с PbS составляет 100 - 80% (рис.1,2).

При выделении кристаллических осадков с сильно развитой поверхностью из растворов, содержащих растворенный микрокомпонент, последний лишь в том случае переходит в осадок, если он образует с одним из ионов твердой фазы труднорастворимое или недиссоциирующее в данном растворителе соединение и заряд микрокомпонента в растворе имеет обратный знак по отношению к заряду поверхности твердой фазы.

Кроме этих двух факторов на количество перешедшего в осадок микрокомпонента оказывает влияние сходство кристаллических структур соответствующих соединений микро- и макрокомпонента /5/. Олово, увлекаясь осадками сульфидов, образует прочную связь с сульфид-ионами. Поверхность сульфидов несет отрицательный заряд вследствие адсорбции ионов  $HS^-$  и  $S^{2-}$ . Этим объясняется относительно меньшая степень извлечения олова из щелочных растворов, так как здесь олово находится преимущественно в виде комплексных анионов  $HSnO_3^-$ ,  $Sn(OH)_6^{2-}$ ,  $SnS_3^{2-}$ . Изменение количества олова, увлеченного осадками сульфидов, в зависимости от условий осаждения объясняется изменением растворимости сульфидов олова и величины отношения  $Sn^{4+}:Sn^{2+}$  с изменением pH и  $E_h$  среды.

С целью нахождения полей минимальной растворимости сульфидов олова и отношений между ионами  $Sn^{4+}$  и  $Sn^{2+}$  в зависимости от pH и  $E_h$  среды были выполнены расчеты полей устойчивости оловосодержащих компонентов в водном растворе. Методы расчета диаграмм pH -  $E_h$  развиты Гаррелсом /2/. Полученные диаграммы приведены на рис.3.

Область наименьшей растворимости  $SnS_2$  по величине pH совпадает с областью стопроцентного осаждения олова с осадком

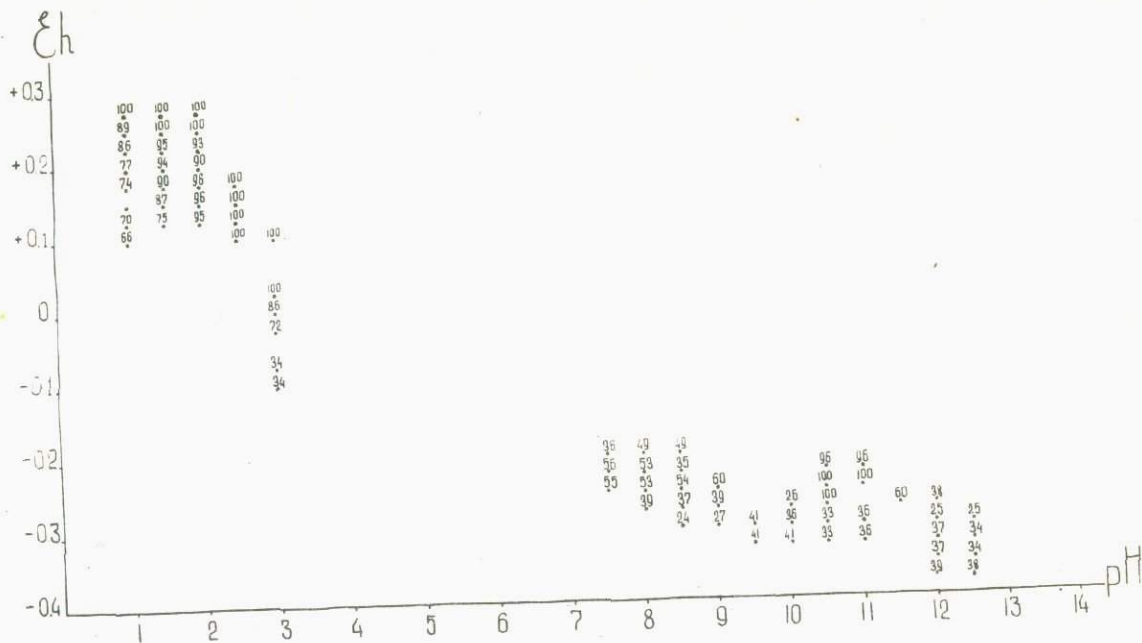


Рис. I. Соосаждение олова с осадком  $ZnS$  из водного раствора при температуре  $25^{\circ}C$  в зависимости от Eh и pH среды.

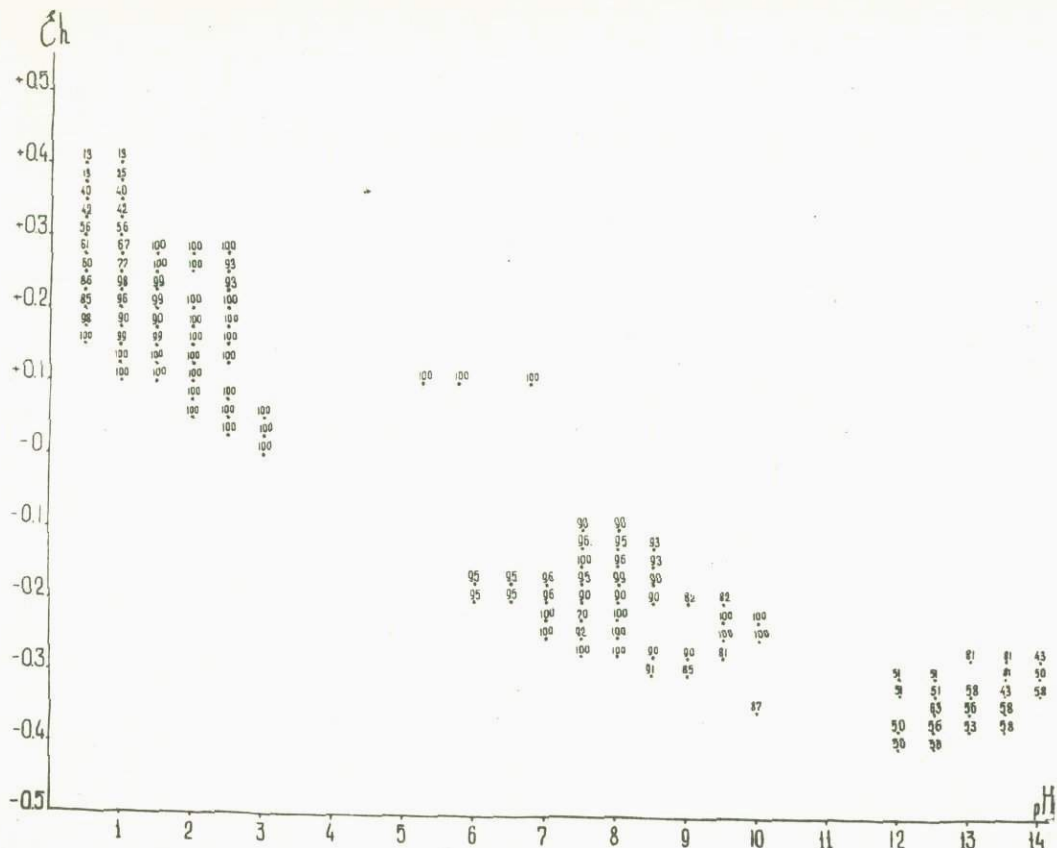


Рис. 2. Соосаждение олова с осадком  $PbS$  из водного раствора при температуре  $25^{\circ}C$  в зависимости от  $Eh$  и  $pH$  среды.

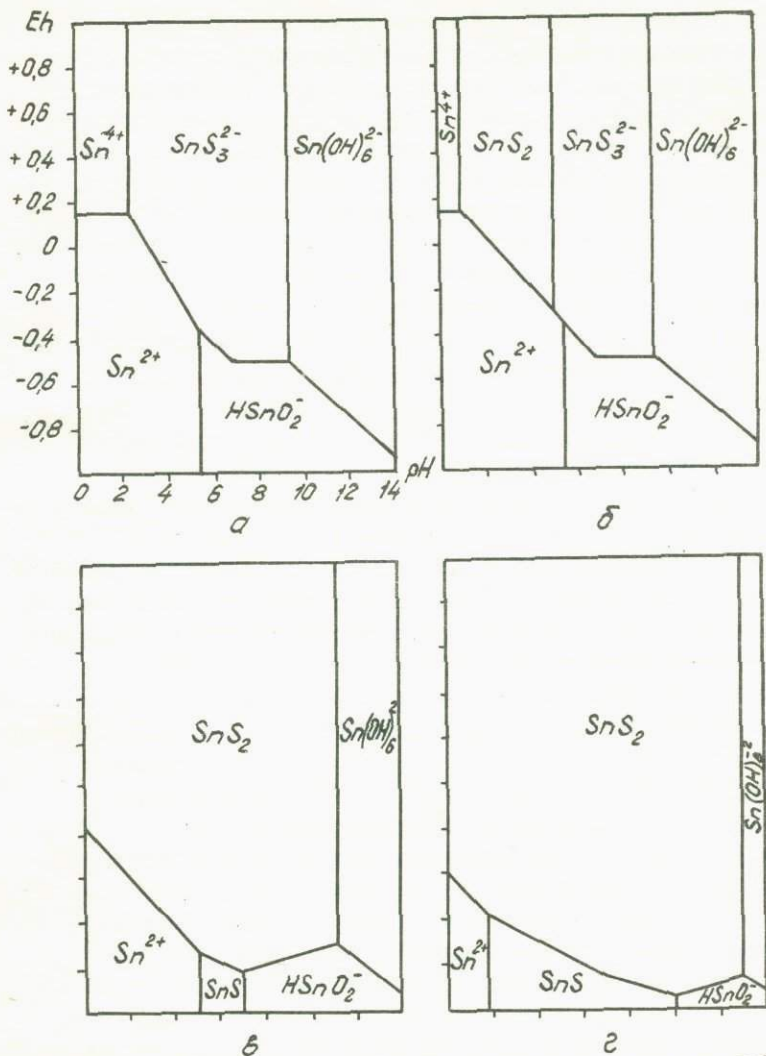


Рис.3. Поле устойчивости оловосодержащих компонентов в воде при 25°C и 1 атм. общего давления и суммарной активности растворенной серы равной  $10^{-1}$ . а - границы полей соответствуют отношению активностей ионов, равному 1; б, в, г, - сумма растворенного олова в равновесии с твердой фазой равна соответственно  $10^{-28}$ ,  $10^{-14}$ ,  $10^{-7}$ .

ZnS ; область минимальной растворимости SnS совпадает с областью полного извлечения олова из растворов осадком PbS

Структура SnS (герценбергита) относится к типу слегка искаженной структуры галенита PbS. Структуру герценбергита имеет тиллит PbSnS<sub>2</sub>, образующий непрерывный ряд твердых растворов с герценбергитом. Твердые растворы образуются за счет непрерывного замещения ионов Pb<sup>2+</sup> ионами Sn<sup>2+</sup>. В природных условиях Sn<sup>4+</sup> встречается в станнине Cu<sub>2</sub>FeSnS<sub>4</sub>, где его структурное положение эквивалентно положению цинка в сфалерите. При высоких температурах станнин имеет структуру, полностью аналогичную структуре сфалерита. Оба минерала образуют довольно широкую область взаимных твердых растворов, распадающихся с понижением температуры. Необходимо отметить также сходство радиусов ионов Pb<sup>2+</sup> и Sn<sup>2+</sup>, с одной стороны, а Zn<sup>2+</sup> и Sn<sup>4+</sup> - с другой.

Эти факты являются доказательством существования изоморфизма иона Zn<sup>2+</sup> с ионом Sn<sup>4+</sup>, а иона Pb<sup>2+</sup> с ионом Sn<sup>2+</sup>.

Экспериментально найденное отчетливое увеличение количества олова, соосажденного с PbS и уменьшение его количества в осадках ZnS с ростом восстановительного потенциала объясняется ростом активности иона Sn<sup>2+</sup> и уменьшением активности Sn<sup>4+</sup> в том же направлении. В щелочных условиях количество олова, увлеченного осадками сульфидов, меньше, чем в кислых. Это связано с тем, что отношение Sn<sup>4+</sup>:Sn<sup>2+</sup> при высоких значениях pH лежит в пределах 10<sup>-12</sup>-10<sup>-19</sup>.

Полученные экспериментальные данные хорошо сопоставляются с распределением олова между сфалеритом и галенитом в гидротермальных месторождениях, образовавшихся на разной глубине. В условиях Земли наиболее окислительные условия существуют на ее поверхности. С глубиной в земной коре резко уменьшается количество свободного кислорода и растет восстановительный потенциал. В таблице приводится ряд свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья, сформированных на разных глубинах /I/, и средние значения отношений концентраций олова в сфалеритах к концентрациям олова в галенитах по большому числу определений.

Таблица

Соотношение между глубиной формирования месторождений (Вост.Забайкалье) и распределением олова между сфалеритом и галенитом в рудах этих месторождений

| Месторождение          | Глубина формирования в метрах | Sn сфалерит       |
|------------------------|-------------------------------|-------------------|
|                        |                               | Sn галенит        |
| Алгачинское            | 2000 - 2500                   | 0,01              |
| Савинское № 5          | 2000                          | 0,03              |
| Северо-Акатуевское     | 1000 - 1200                   | 0,08              |
| Смирновское            | Несколько сот метров          | 0,33              |
| Кадаинское             |                               | 1,87              |
| Центральное            |                               | 0,5               |
| Екатерино-Благодатское |                               | 1,0               |
| Благодатское           |                               | 2,5               |
| Ивановское             |                               | 1,5               |
| Ново-Широкинское       |                               | близповерхностное |

Определения были выполнены по полуколичественной спектральной методике. При анализе сфалеритов и галенитов использовался общий стандарт, состоящий из смеси искусственно полученных кристаллов ZnS и PbS, взятых в отношении 1:1, что повлекло за собой систематическую ошибку. Как показали контрольные количественные определения, значения отношений, рассчитанные на основе полуколичественных данных, оказались заниженными в 10 раз. О том же свидетельствуют имеющиеся литературные данные по некоторым месторождениям /3,4/. Это следует иметь в виду при использовании наших данных.

Из таблицы видно, что с уменьшением глубины формирования и ростом окислительных условий величина индикаторного отношения резко растет, что находится в согласии с термодинамическими расчетами и результатами опыта.

В течение ряда лет нами проводились детальные исследования на Хапчерангинском рудном узле. Применение описанной методики к приближенной оценке глубин формирования месторождений Хапчерангинского рудного узла дало следующие результаты:

Курултейское месторождение было сформировано на глубине 1500 метров, Курултыкенское - на глубине 1500 - 2000 метров, Халчерангинское - на глубинах от 700 - 1000 метров в районе штока гранит-порфиров до 2500 метров в юго-восточной части рудного поля.

#### Литература

1. Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Гаррелс Р. Минеральные равновесия. М., Изд-во иностр. лит. 1962.
3. Кузнецов К.Ф., Мейтув Г.М., Читаева Н.А., Лизунов Н.В. Закономерности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья. - Труды ИМГРЭ, 1959, вып.3.
4. Кузнецов К.Ф., Мейтув Г.М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., "Наука", 1967.
5. Хлопин В.Г. Избранные труды. Т. I. М.-Л., 1957.

А.В.Татаринов

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МИАРОЛ В ПЕГМАТИТАХ  
БОРЩОВОЧНОГО КРЯЖА

Миароловые пегматиты Борщовочного кряжа в Восточном Забайкалье изучались с различных точек зрения П.М.Суцинским, А.Е.Ферсманом, Н.М.Успенским, А.И.Гинзбургом, А.А.Беусом, В.А.Корнетовой, Г.Н.Тарновским и другими исследователями, но вопрос происхождения миарол ими освещен недостаточно. Изучение механизма формирования полостей, кроме общетеоретического значения, в настоящее время определяется также интересами разведочно-эксплуатационных и поисковых работ на ювелирное кристалло-сырье и пьезоминералы.

Большая часть пегматитов с миаролами группируется в эндо- и экзоконтакте Борщовочного интрузива, слагая штокообразные и сложные по форме жильные тела различной протяженности. В строении тел обычно участвуют три-пять зон с присущим каждой зоне комплексом минералов. Из магматического расплава образуются аллитовидные, гранитные и графические зоны. Некоторая часть пегматитовых тел формировалась в процессе перекристаллизации гранит-аллитов и порфириовидных гранитов. Формирование пегматоидных и блоковых зон происходило главным образом из надкритических растворов. В течение этапа кристаллизации из надкритических растворов образуются микроклин, кварц, шерл, биотит, гранат, берилл, ильменит. В конце этапа появляются мусковит и циннвальдит, альбит, касситерит, минералы группы колумбит-танталита. Первичные минералы пегматоидной и блоковой зон, в частности микроклин и биотит, начинают замещаться

кварц-мусковитовым и кварц-мусковит-альбитовым комплексами.

Развитие более поздних минеральных комплексов осуществлялось в основном в гидротермальный этап становления пегматитов /6,8/. В это время кристаллизуются дымчатый кварц, полихромный турмалин, голубой и розовый берилл, ассоциирующие с лепидолитом, гребенчатым альбитом, апатитом, а в некоторых пегматитовых телах также с акцессорными амблигонитом и петалитом. В конечный период гидротермального этапа часть этих минералов замещается с образованием кукеита, жильбергита и глинистых минералов. Формирование миарол и их выполнение происходило практически на поздних этапах становления пегматитов.

В отличие от камерных пегматитов Украины и Казахстана, пегматиты Борщовочного края являются в основном многополостными и мелкополостными. Максимальный объем известных миарол не превышает I-I,5 м<sup>3</sup>. Объем большинства полостей меньше 0,05 м<sup>3</sup>. Друзовые комплексы представлены кристаллами микроклина, ортоклаза, кварца, альбита, граната, мусковита, редко касситерита и других минералов. По способу образования миаролы подразделяются нами на пять типов (таблица).

Миаролы I типа формировались в самых ранних высокотемпературных пегматитовых жилах, сосредоточенных в центральной, наиболее эродированной части интрузива материнских гранитов /5/. Механизм формирования полостей усадки достаточно хорошо изучен в камерных хрусталоносных пегматитах различных районов /3,7/. Существование усадочных явлений в пегматитах Борщовочного края было установлено Долговым и Бакуменко /4/. Миаролы этого типа легко распознаются по остовому кварцу, слагающему внутренние зоны друзовых кварцев, а также по их сравнительно крупным размерам и приуроченности к нижним частям кварцевых ядер. Миаролы первого типа аналогичны полостям кочкарского типа пегматитов Урала, изученных А.С.Таланцевым /9/.

Миаролы II типа распространены шире, чем I типа. Своим происхождением они обязаны контракционным и тектоническим трещинам и встречаются в хорошо дифференцированных пегматитовых телах, более низкотемпературных и пространственно удаленных от магматического очага, чем пегматитовые жилы с миаролами I типа. В этих жилах процессы адиабатического расширения и нараца-

## Типы миарол в пегматитах Борщовочного кряжа

| Типы миарол | Способ образования миарол              | Формы миарол   | Типы друз по /I/                 | Этапы формирования друзовых комплексов |
|-------------|--|--|----------------------------------|--|
| I           | Выполнение усадочных полостей, раковин | <u>Изометричные</u><br><u>Линзовидные</u>  | Нарастания                       | Пневматолитовый и гидротермальный      |
| II          | Выполнение трещин                      | <u>Щелевидные, приуроченные к единичным трещинам</u><br>Призматические на пересечениях разноориентированных групп трещин | Нарастания                       | Гидротермальный                        |
| III         | Перекристаллизация                     | Щелевидные   | Перекристаллизации               |  |
| IV          | Растворение                            | <u>Каверны</u><br><u>Изометричные полости</u><br><u>Линзовидные полости</u>  | Растворения и перекристаллизации |  |
| V           | Комбинированный                        | Сложные полости неправильной формы   | Промежуточные                    |  |

вания объемов проявлены не столь интенсивно, поэтому усадочные явления не получили сильного развития и основная масса миарол формировалась по трещинам. Образование миарол происходило после кристаллизации ранних кварц-микроклиновых зон, предшествуя альбитизации, кварц-мусковитовому замещению и другим процессам послемагматического изменения. По отношению к миаролам I типа в целом они являются более поздними. Среди них по форме различаются:

- 1) щелевидные, приуроченные к одной трещине;
- 2) призматические, приуроченные к пересечениям трещин различного направления.

Миаролы первой группы выделены условно (рис.1). Они по сути дела представляют обычные минерализованные трещины. Развитие друзовых комплексов в этих условиях затруднено в связи с незначительным для роста крупных кристаллов объемом. Поэтому формы кристаллических индивидов здесь угнетенные. Друзы в таком случае представляют собой сплошные агрегаты тесно сросшихся монокристаллов.

Конфигурация миарол второй группы находится в прямой зависимости от густоты трещин и их пространственной ориентации. Трещины одинакового простирания, но разного падения образуют вытянутые полости выдержанного сечения. На рис.2 показан случай формирования полости треугольного сечения на сочленении трех взаимопересекающихся трещин, а на рис.3 изображена полость ромбического, точнее близромбического сечения, возникающая на пересечении двух почти параллельных и густо расположенных групп трещин, падающих в противоположных направлениях. По генезису полости II типа близки к мурзинскому типу пегматитов Урала /9/.

Полости III типа свойственны пегматитовым телам с отчетливо выраженными процессами перекристаллизации. Такие тела слабо дифференцированы и, как правило, обладают грубопомесчатой текстурой. Ведущая роль в строении пегматитов принадлежит зонам амазитоидной, гранитной и мелкопегматоидной структур, неоднократно чередующимся между собой. Щелевидные миаролы приурочены исключительно к осевым частям пегматоидных кварц-микроклиновых обособлений, повторяя в общих чертах контуры этих участ-

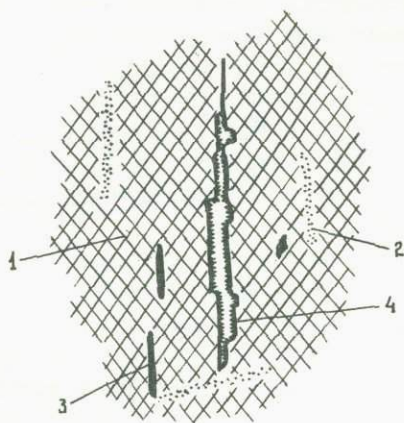


Рис.1. Щелевидная полость - тип III

1 - микроклин, 2 - альбит, 3 - кварц, 4 - полость по трещине

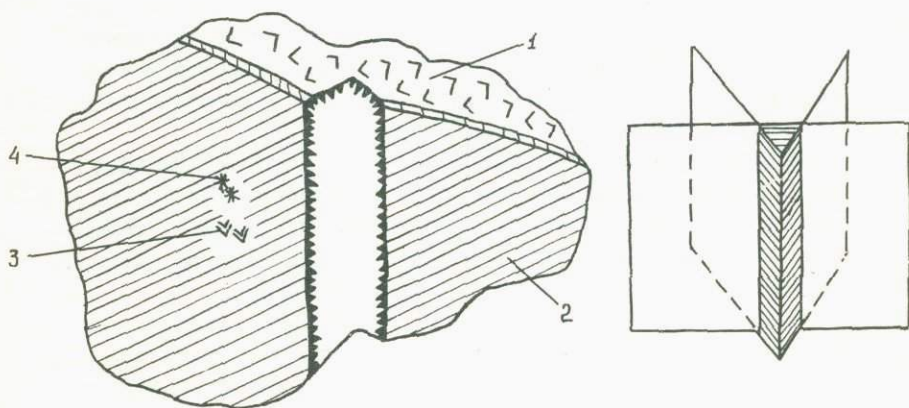


Рис.2. Полость треугольного сечения - тип III

1 - графический микроклиновыи пегматит; 2 - ортоклаз;  
3 - клеветандит; 4 - лепидолит

ков и располагаясь параллельно контактам пегматитовых тел. При этом наблюдается прямая зависимость между размерами миарол и линейными параметрами пегматоидных зон, а также крупностью слагающих эти зоны агрегатов кварца и микроклина, что явно указывает на способ формирования полостей. Время возникновения миароловых пустот III типа относится к завершающему этапу собирательной перекристаллизации гранит-аллитов.

Полости растворения (тип IV) формируются, по меньшей мере, в два этапа:

- 1) нового повышения щелочности растворов;
- 2) нового повышения кислотности растворов (литиевый этап).

Морфологические особенности миарол при этом определяются формами и размерами минеральных агрегатов, подвергшихся растворению. Каверны или пустотки возникают, в частности, в процессе растворения кварца и выноса кремнезема в зонах аллитовидных и графических пегматитов при повышении щелочности растворов. Форма пустоток в точности повторяет контуры зерен и ихтиоглипт кварца в полевых шпатах. Изометричные полости характерны для пегматоидных зон пегматитовых тел, форма их обусловлена очертаниями блоков кварца, участвующих в строении этих зон. В новую стадию повышения кислотности растворяются альбит, турмалин ранних генераций, берилл и др., а на стенках пустот вырастают друзы лепидолита и низкотемпературного игольчатого турмалина. Многоактовый процесс растворения минералов и обрушение стенок полостей приводит к образованию крупных миарол сложной линзовидной формы.

Механизм роста кристаллов минералов в полостях выщелачивания и в пористых средах детально исследован [2, 10]. Кристаллы, выросшие в этих условиях, обычно небольшого сечения, игольчатые, длиннопризматические и в связи с этим имеют весьма ограниченное применение в ювелирной промышленности.

Выше нами рассмотрены миаролы, для которых решающую роль в формировании обычно играет один из множества факторов. Роль других при этом незначительна или практически не расшифровывается.

Однажды сформировавшись, миаролы, как наиболее ослабленные зоны пегматитов, в дальнейшем подвергаются интенсивному воздей-

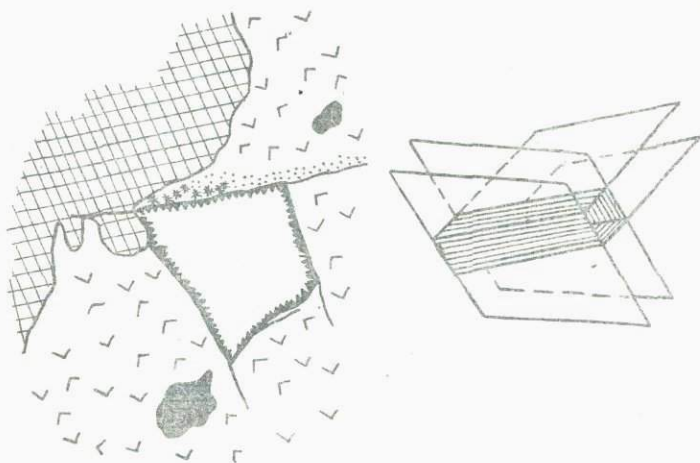


Рис.3. Полость ромбического сечения - тип III  
(условные обозначения см.в подписях к рис.1 и 2)

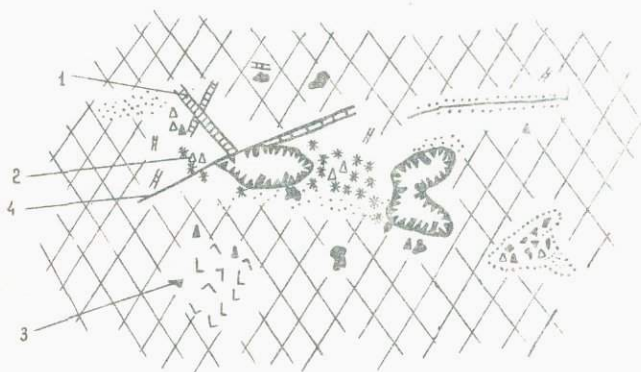


Рис.4. Миаролы сложной формы - тип У  
1 - биотит, 2 - полихромный турмалин, 3 - шерш, 4 - трещина. (Другие условные обозначения см.в подписях к рис.1 и 2)

ствием растворов, продолжая развиваться и наращивать объемы за счет растворения минералов и выноса части компонентов, а также за счет неоднократного возобновления тектонических подвижек. Вследствие действия этих факторов, механизм формирования миарол и "вмещающих" пегматитов отличается сложностью и многостадийностью. Способ образования таких полостей можно рассматривать как комбинацию рассмотренных механизмов, тем самым выделив отдельно тип комбинированных полостей (У тип). Эти миаролы имеют сложную конфигурацию и составляют примерно 50% от всей совокупности миарол пегматитов Борщовочного края. Они формировались на пересечениях разноориентированных трещин в крупнокристаллических зонах пегматитовых жил. Существенная роль в их развитии принадлежит явлениям растворения и замещения более ранних минеральных комплексов поздними растворами (рис.4).

Пегматитовые тела, в которых процесс становления заканчивается этапом кристаллизации из надкритических растворов, промышленного значения не имеют. Стенки миарол таких пегматитов выполнены, как правило, кристаллами кварца и микроклина, реже шерла и светло-зеленого берилла. Образование друзовых комплексов миарол в зонах первичной кристаллизации происходит главным образом в гидротермальный этап кристаллизации пегматитов. В течение этого этапа в миаролах кристаллизуются дымчатый кварц, аксессуарные полихромный турмалин, аквамарин и розовый берилл. Примерный интервал температур минералообразования в течение гидротермального процесса по данным измерения температур гомогенизации газовой-жидких включений в турмалинах и дымчатом кварце из полостей 340-140°C /6,8/. Послемагматические процессы наиболее широко проявлены в пегматитовых жилах, удаленных от гранитного интрузива, формирующихся в благоприятной тектонической обстановке, поэтому полости выполнения трещин и комбинированные являются наиболее продуктивными на драгоценные камни.

#### Литература

1. Григорьев Д.П., Капитонова М.Д. Два типа друз минералов. ДАН СССР, т.89, № 3, 1953.

2. Григорьев Д.П., Душников В.Г. Кристаллизация кварца на пегматите и граните. Тр. ВНИИСИМС, т.УШ. "Недра", 1964.
3. Долгов Ю.А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. Тр. ВНИИСИМС, т.ХІ. "Недра", 1969.
4. Долгов Ю.А., Бакуменко И.Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой Горы. ДАН СССР, т.159, № 5, 1964.
5. Замалетдинов Р.С., Круцко Н.С., Татаринцов А.В., Якшин И.С. Новые данные о цветных камнях Забайкалья. - В сб.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971.
6. Моторина И.В., Бакуменко И.Т. О генезисе турмалинов в пегматитах Борщовочного края. - В сб.: Минералогия, термометрия и барометрия, т.П. "Недра", 1968.
7. Осипов М.А. Усадочные явления в остывающих магмах как причины образования камерных пегматитов. Геол. рудн. месторожд, т.ІХ, 6, 1967.
8. Сливко М.М. О полихромных турмалинах. Минералогический сборник, № 6. Изд. Львовского университета, 1952.
9. Таланцев А.С. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала. Тр. ВНИИСИМС, т.ХІ. "Недра", 1969.
10. Хаимов-Мальков В.Я. К вопросу о росте кристаллов в пористых средах. Кристаллография, т.3, вып.4, 1968.

В 1973 году будет выпущен тематический сборник "Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири". В нем будет опубликовано 20-25 оригинальных статей, посвященных детальной минералогической характеристике рудных тел и контактовых ореолов, составу минералов, геохимической характеристике пород и минералов. Как и в настоящем сборнике, будут разделы "Новые находки минералов" и "Методы минералогических исследований".

Статьи, содержащие описание новых минеральных видов и разновидностей, предварительно апробируются Комиссией по новым минералам Всесоюзного Минералогического общества.

Рукописи статей должны быть напечатаны через два интервала и иметь размер не более 10 стр. В связи с беззаборным методом издания, принимаются только штриховые рисунки и графики - не более трех на статью. Список литературы и ссылки в тексте оформляются по образцу настоящего сборника. К рукописи прилагаются разрешение руководства, акт экспертизы и справки.

Редакция сохраняет за собой право сокращать или отклонять присланные статьи. Статьи не минералого-геохимического направления возвращаются авторам без рассмотрения. Оттиски статей не изготавливаются.

Рукописи должны быть отправлены не позднее 30 апреля 1973 года. Адрес редакции: Иркутск-33, аб.ящ.701, Институт геохимии, Редакционно-издательский отдел. Здесь же принимаются заявки на сборник, который будет высылаться наложенным платежом.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .

### НОВЫЕ НАХОДКИ МИНЕРАЛОВ

- ВЛАДЫКИН И.В., КОВАЛЕНКО В.И., ЛАПИДЕС И.Л., САПОЖНИКОВ  
А.Н., ПИСАРСКАЯ В.А. Первая находка эльпидита в  
Монголии . . . . .
- КОНЕВ А.А., АФОНИН В.П., ПЕРФИЛЬЕВА Л.А., УЩАПОВСКАЯ З.Ф.  
Джерфшерит из окарнов Тажерана . . . . .
- ТАРНОВСКИЙ Г.Н., КАШАЕВ А.А., ЛЕБЕДЕВА В.С. Нигерит из  
пегматитов и гидротермалитов Восточной Сибири. . . . .
- ФЕОКТИСТОВ Г.Д., УЩАПОВСКАЯ З.Ф., ЛАХНО Т.А. О находке  
минералов группы гумита в экзоконтакте усольского  
траппового силла (юг Сибирской платформы). . . . .

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

- ЗАЛУЦКИЙ В.В., ЧУЛКОВ Н.Т. О составе биотитов из магмати-  
ческих и немагматических гранитоидов на примере  
Байкальской горной области . . . . .
- КОВАЛЬ П.В., ЮРЧЕНКО С.А. Химический состав литиевых  
слюд из редкометальных альбитизированных гранитов  
Забайкалья, Казахстана и Северо-Востока СССР. . . . .
- МАКРЫГИН А.И., ГОРМАНШЕВА Г.С., ИМАКИН Б.М. Состав слюд  
одного из редкометальных пегматитовых полей Вос-  
точной Сибири. . . . .
- САСИМ П.С. О распространении фергусонита в Сибири и  
его составе. . . . .

## ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В МИНЕРАЛАХ

- СВАДКОВСКАЯ Л.Н., КОЗЛОВ В.Д., ТРОШИН Ю.П., КОСТЮКОВА Е.С.  
БОЙКО С.М. Элементы-примеси в касситеритах олово -  
рудных месторождений как индикатор генетического  
типа оруденения и температурных условий. . . . .
- ХОДЫРЕВА А.И. Распределение тантала и ниобия в минералах  
коры выветривания карбонатитов Восточной Сибири. .
- ШМАКИН Б.М., ЗНАМЕНСКИЙ Е.Б., АРБАТСКАЯ С.Н., ИВАНОВА Л.А.  
КОНУСОВА В.В., МАКАГОН Л.Д. О содержаниях титана,  
ниобия и тантала в слюдах мусковитовых пегматитов.

## МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

- КАШИК С.А., МАЗИЛОВ В.Н. Расчленение палеоген-неогеновых  
отложений Прибайкалья по минералам тяжелой фракции  
с помощью дискриминантных функций. . . . .
- ЛАПИДЕС И.Л., КОВАЛЕНКО В.И., АФОНИН В.П. Исследование  
амфиболов серии рибекит-кальциевый рибекит методом  
рентгеновского микрозонда. . . . .
- МАКАГОН В.М., СЕРЕБРЕННИКОВ А.И. Термолюминесценция поле-  
вых шпатов из пегматитов Восточной Сибири. . . . .
- СЕЛЬДИШЕВА Е.Б., ФОМИНА В.А., ИВОЙЛОВ А.С. Оценка внутрен-  
них напряжений в природных кристаллах алмаза поляри-  
зационно-оптическим методом. . . . .

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

- АНТИПИН В.С., КУЗЬМИН М.И., СМЕРНОВ В.Н. Порфиробластичес-  
кие щелочные полевые шпаты в мезозойских гранитоидах  
Северо-Восточной Монголии. . . . .
- БАСИНА В.А., ВАСИЛЬЕВ Е.К., КАШАЕВ А.А., ШАРОНОВА А.В. О  
совместном нахождении фторкарбоната редких земель и  
монацита в карбонатах Восточной Сибири . . . . .
- ВАХРУШЕВ В.А., ПЛАХОВА Г.С. О генетической природе "маг-  
незимальных скарнов" в верховье реки Иркуты (Восточ-  
ный Саян). . . . .
- ЗОРИНА Л.Д., САНИН Б.П. О минеральном составе и строении

- скарновой зоны Савинского № 5 свинцово-цинкового месторождения (Восточное Забайкалье) . . . . .
- ПРУДОВСКИЙ Э.Л., ГРУДИНИН М.И., ЛЕТЯГИН В.С. Морфологические особенности акцессорных хромшпинелидов из дунитов некоторых ассоциаций Средне-Витимской горной страны . . . . .
- ТАЛАЛАЕВА И.Б., ТРОШИН Ю.П., БОЙКО С.М. Сфалерит-галенитовый индикатор окислительно-восстановительных условий и глубины формирования полиметаллических руд.
- ТАТАРИНОВ А.В. О происхождении миарол в пегматитах Борщовочного края. . . . .

Подписано к печати 20/XII-72 г.  
Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ.л. 13. Зак. ОК-6. Тираж 700. НЕ 08052

Иркутская областная типография № 1 Управления издательств,  
полиграфии и книжной торговли

г.Иркутск, ул.К.Маркса, 11.

90 коп.

1015