

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЬДОРАДО (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А. М. САЗОНОВ, С. С. ИЛЬЕНОК

(ПРЕДСТАВЛЕНА СЕМИНАРОМ КАФЕДРЫ ПЕТРОГРАФИИ)

Золоторудное месторождение Эльдорадо расположено в центральной части Северо-Енисейской тайги (Енисейский кряж) в 40 км к ЮВ от пос. Северо-Енисейский (Соврудник). В стратиграфическом отношении оно выступает на водоразделе небольших водотоков Севагликона и Актолика — притоков рек Калами и Вангаш. Вмещающие породы месторождения сложены свитами первично-терригенного состава, относящимися главным образом к верхнепротерозойскому возрасту и претерпевшими некоторый метаморфизм.

В районе месторождения Эльдорадо выделяется три свиты: кординская, горбилкокская, удерейская. Месторождение располагается в пределах горбилкокской свиты, сложенной преимущественно кристаллическими сланцами эпидот-амфиболитовой фации. Подстилающая кординская свита из кварцитов и из мелкозернистых кварц-биотит-мусковитовых сланцев выступает широкой полосой СЗ простирания на ЮВ месторождения, более молодая — удерейская свита сложена довольно разнообразными филлитами и занимает обширное поле, примыкающее к участку месторождения с северо-востока.

Отложения вышеуказанных свит собраны в многостепенные складки северо-западного простирания. Месторождение расположено на СВ крыле крупной антиклинальной складки. Простирание оси складки  $310^\circ$  с погружением на северо-запад. В этом направлении на участке рек Калами и Енашимо выступает крупный гранитный массив.

Формирование основных складчатых структур, по-видимому, проявилось в два главных этапа. В первый догранитный этап сформировались основные структуры района. В послегранитный этап образовались мощные зоны смятия северо-западного простирания, а пределах одной из которых расположено месторождение Эльдорадо. Вдоль этих зон проявились дополнительная складчатость и метаморфизм под влиянием крупных потоков гидротермальных растворов. Проявление указанной складчатости и метаморфизма было синхронным, что доказывается совпадением кристаллизационной сланцеватости с изгибами складок.

Вместе с тем метаморфизм продолжался еще некоторое время и после складчатости с развитием крупных порфиروبластов граната и биотита. Впоследствии план напряжений резко изменился с образованием разрывных нарушений СВ простирания, с которыми связано проявление регрессивного метаморфизма фации зеленых сланцев.

## Структурно-текстурные особенности пород

Вмещающие породы месторождения характеризуются различной текстурно-структурной изменчивостью. Преобладающие разновидности пород характеризуются хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Наблюдаются вариации в мелко и микроскопической текстуре пород. Наряду с пологой волнистостью встречаются мелкие угловатые в перегибах складки с размахом крыльев 3—5 см, а также более мелкие.

Развитие мелких дополнительных складок связано с дифференциальными движениями вдоль тонких трещин в зонах смятия. От густоты этих трещин зависит масштаб указанной складчатости.

Очень часто в складках можно встретить удлиненные линзовидные скопления гранобластического кварца — «очки». Они имеют удлиненную форму и располагаются длинным сечением по плоскости сланцеватости породы и подчеркивают ее. Вокруг очков в основной ткани развивается пленка тонкочешуйчатого серицита, реже хлорита и биотита, образуя тем самым свилеватую текстуру. Такая же микротекстура образуется при формировании тонкочешуйчатых пленок вышеперечисленных минералов вокруг порфиробластов граната. Такая текстура обычно связывается с рассланцеванием массивной породы под влиянием давления.

Нередко в породах встречаются полосы, обогащенные листоватыми и зернистыми минералами, в результате чего одновременно наблюдаются признаки двух совместных текстур — сланцеватой и полосчатой. Чередование полосок различного состава отражает первичную слоистость породы, состоявшей из глинистых и песчаных или песчано-глинистых прослоек.

В породах, содержащих малое количество чешуйчатых минералов, сланцеватость выражена менее отчетливо или вообще отсутствует, и породы являются массивными или почти массивными. Очень редко наблюдаются плоскопараллельные текстуры, обязанные широкому развитию в определенных плоскостях призматических зерен турмалина.

Структурные особенности пород обычно характеризуются порфиробластовыми включениями граната, биотита, хлоритоида, реже мусковита, последний характерен только для сланцев кординской свиты. Порфиробласты вышеперечисленных минералов, как правило, характеризуются пойкилобластическими включениями кварца, серицита, биотита, реже других минералов.

В породобразующих минералах очень часто можно наблюдать пойкилобласты турмалина, апатита, сфена и циркона, последний образует вокруг себя плеохроичные оболочки, хорошо выраженные в биотите и хлоритоиде. Порфиробласты граната нередко содержат вполне закономерно расположенные пойкилобласты кварца, образуя структуру снежного кома (*S* и *R* — тектониты). Эта структура также обязана дифференциальным движениям по сланцеватости пород, растущие же порфиробласты граната в результате этих движений начинают вращаться, иногда захватывая и прилегающие участки породы, что хорошо подчеркивается расположением листоватых минералов (картина вращающегося веера).

Основная ткань породы обычно характеризуется гранолепидобластовым строением. Лепидобластовая структура характерна для зон интенсивной рассланцовки или же обязана первичному пелитовому составу исходной породы.

Для метасоматических пород месторождения, имеющих убогое развитие в его пределах, характерны порфиробластовые, местами сноповидные, с гранобластической основной тканью.

## Особенности вещественного состава пород

Основными породообразующими минералами пород являются: кварц, биотит, серицит, мусковит, гранат, альбит, хлоритоид, цоизит; из аксессуарных присутствуют: турмалин, апатит, рутил, сфен, циркон, ильменит, магнетит, лейкоксен.

В составе пород значительную роль играет кварц, содержание которого сильно колеблется в различных типах пород. На втором месте по распространенности стоит биотит. Содержание мусковита всегда подчиненное, почти до полного исчезновения. При этом размеры его зерен всегда меньше биотита (кроме биотит-кварцевых сланцев кординской свиты) и могут быть отнесены к серициту.

Плагиоклаз встречается среди основной ткани пород, который в пределах различных зон подвергается интенсивной серицитизации. Вероятно, это реликтовый минерал первичных пород. Кроме того, проявляется более поздний альбит, образующий линзовидные отложения вдоль рассланцевания пород.

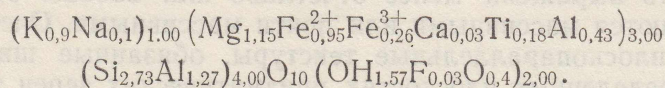
Хлорит, хлоритоид, стильпномелан характерны для пород, подвергнутых регрессивному этапу метаморфизма. Эти минералы обычно образуют метамозоны по биотиту, гранату, амфиболу-паргаситу, а иногда в породах, интенсивно подвергнутых регрессивному метаморфизму, образуют новообразования.

По количественному минералогическому составу разновидностей выделяется очень много. Мы остановимся лишь на характеристике породообразующих минералов, выделенных этапов метаморфизма.

Породообразующие сосуществующие минералы 1-го этапа метаморфизма, характеризующие фациальные особенности метаморфизма.

**Биотит**  $Ng \cong Nm = 1,630 + 1,633$ ,  $Np = 1,585 - 1,588$ ,  $2V = -8^\circ$ .

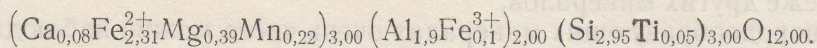
Кристаллохимическая формула по данным химических анализов минерала



Указанные свойства отвечают минералу переходному от биотита к мероксену с умеренным содержанием флогопитовой молекулы.

**Гранат**  $N = 1,83 \pm 0,04$ , уд. вес 4,15—4,20.

Результаты химических анализов подтверждают данные физических свойств.

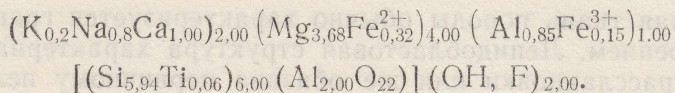


Содержание изоморфных минералов в минерале в %: альмандин — 76, гроссуляр — 3, спессартин — 6, андрадит — 5, пироп — 10.

Для метасоматических кварц-альбит-гранат-амфиболовых пород рассмотрим пару сосуществующих минералов: гранат-амфибол (паргасит).

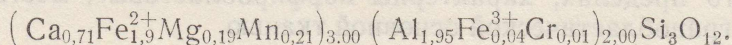
**Паргасит**  $Ng = 1,639$ ,  $Nm = 1,624$ ,  $Np = 1,620 \pm 0,002$ ,  $Ng - Np = 0,019 - 0,020$ ,  $C:Ng = 26^\circ$ ,  $2V = 64^\circ$ .

Кристаллохимическая формула минерала по данным химических анализов



Кристаллохимическая формула граната по данным химических

### Особенности вещественного состава пород



Содержание изоморфных минералов в минерале в %: альминдин — 63, спессартин — 7, пироп — 6,5, гроссуляр — 2,5, андрадит — 21.

Состав сосуществующих минералов пород 1-го этапа метаморфизма указывает на эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма.

Формирование минерального состава проходило в температурном интервале 500—650°C в главной массе 500—550°C при давлении от 7 до 10 кбар. Нижняя температурная граница фиксируется сменой альмандина и биотита хлоритом и стильпноmelаном.

Породообразующие сосуществующие минералы 2-го (регрессивно-го) этапа метаморфизма следующие:

Хлорит, замещающий биотит, имеет следующие оптические свойства:  $N_m = 1,600$  до  $1,610$ , чаще  $1,607$ , что соответствует общей желе-зистости = 36—39 (Кебезинская, 1965).

Стильпноmelан редко образует самостоятельные выделения в виде червеобразных и радиально-лучистых агрегатов. Охотнее он развивается по гранату. На построение минерала требуется дополнительный глинозем, который усваивается из граната. Оптические свойства:  $N_g \cong N_m = 1,699 - 0,004$ ,  $N_p = 1,610 \pm 0,002$ , что соответствует 68% суммы.

Хлоритоид обычно образован в виде самостоятельных выделений. Окраска минерала под микроскопом от зеленого по  $N_g$  до светло-желто-зеленого по  $N_p$ . Характерен высокий рельеф, низкая интерференционная окраска и полисинтетические двойники. Оптические свойства минерала:  $N_g = 1,724 - 1,725$ ;  $N_m = 1,719 - 1,721$ ;  $N_p = 1,716 - 1,719$ ;  $2V = 56^\circ$ .

Свойства сосуществующих минералов пород 2-го этапа метаморфизма характеризуют зелено-сланцевую фацию. Она развивалась в пределах 350—400°C до 500—550°C при давлении 5—7 кбар. Верхняя граница этой фации определяется появлением альмандина, плагиоклаза, амфибола.