В. И. СОТНИКОВ
Е. И. НИКИТИНА

Молибдено-редкометально-вольфрамовая /грейзеновая/ формация горного Алтая



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

THE SERIES «ENDOGENOUS ORE FORMATIONS OF SIBERIA»

V. I. SOTNIKOV, E. I. NIKITINA

MOLYBDENIUM-RARE-METAL-TUNGSTEN (GREISEN) FORMATION OF MOUNTAINOUS ALTAI

Editor-in-Chief
academician V. A. Kuznetsov

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» · SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK · 1971

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

СЕРИЯ «ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СИБИРИ»

В. И. СОТНИКОВ, Е. И. НИКИТИНА

МОЛИБДЕНО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВАЯ (ГРЕЙЗЕНОВАЯ) ФОРМАЦИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

Ответственный редактор
академик В. А. Кузнецов

ДАНО 5726

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1971



УДК 553.06+553.1+553.22+553.462/463

Молибдено-редкометально-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Сотников В. И. Никитина Е. И., 1971 г., стр. 260.

В монографии приведены результаты изучения молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации Горного Алтая, дается развернутая характеристика выделенных минеральных типов, устанавливается место рассматриваемой формации в ряду геохимически родственных рудных формаций и ее соотношение с другими формациями ряда. Подробно рассматриваются минеральные особенности месторождений, особенно детально (с использованием методов ЭПР, ИКС, люминесценции и т. д.) охарактеризована эволюция акцессорных минералов в процессе метасоматоза. Обсуждаются вопросы о возможном источнике рудного вещества. Описан энергетический (тепловой) анализ процессов грейзенизации.

Монография представляет интерес для широкого круга исследователей, занимающихся изучением процессов рудообразования и вопросов металлогении.

Табл. 109, илл. 68, библ. 315.

2-9-2

БЗ № 30-70 г.-№ 27

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа является дальнейшим развитием положений, изложенных в монографии «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области» (В. А. Кузнецов и др., 1966). В ней на основе большого фактического материала, полученного авторами при изучении и осмотре всех более или менее крупных вольфрамовых и молибденовых месторождений и большинства рудопроявлений Горного Алтая, а также многочисленных материалов, полученных в результате поисковых и разведочных работ геологами Западно-Сибирского геологического управления, дается детальная характеристика молибдено-редкометально-вольфрамовой (грейзеновой) рудной формации, определяющей, наряду с ртутной минерализацией, металлогенический профиль Горного Алтая. Характеристике предшествует краткий очерк металлогении вольфрама и молибдена в Горном Алтае и рассматриваются вопросы классификации молибдено-редкометально-вольфрамового оруднения, в частности, устанавливается место молибдено-редкометально-вольфрамовой формации в ряду геохимически родственных рудных формаций и ее соотношение с другими формациями ряда. Приведена детальная систематика молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации с подразделением ее на субформации и минеральные типы.

Значительное внимание в работе уделено анализу типоморфных особенностей минералов метасоматитов и жильного выполнения с широким использованием новейших физических методов исследования. Особо выделен вопрос о типоморфизме и эволюции акцессорных минералов метасоматитов, которым до настоящего времени все еще уделяется незначительное внимание, хотя именно акцессорные минералы, раньше и заметнее (чем породообразующие) реагируя на метасоматические процессы, могут явиться чувствительным индикатором интенсивности развития и характера метасоматизма. Результаты детального анализа типоморфизма акцессориев даны в разделе, освещающем значение изучения акцессорных минералов метасоматитов для решения некоторых вопросов рудогенеза и металлогении.

В заключительной части работы рассматриваются общие закономерности размещения и локализации оруденения молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации, возрастное положение минерализации, поведение вольфрама в магматическом и метасоматическом процессах, дается энергетический (тепловой) анализ процессов грейзенизации, а также освещаются другие геолого-генетические особенности рассматриваемой рудной формации и ее роль в металлогении Горного Алтая.

Подготавливая монографию, авторы пользовались советами академиков В. А. Кузнецова, В. С. Соболева. Вслед за просмотром рукописи ценные замечания были сделаны доктором геолого-минералогических наук А. М. Дымкиным и кандидатом наук А. С. Митропольским. Всем сотрудникам — в их числе лаборантам Г. А. Боровиковой, Н. С. Микуровой, Ф. Ф. Плечкову, Т. Я. Потапьевой, активно участвовавшим в исследованиях, В. В. Скорицкой, оформившей графический материал, С. Г. Моторину, выполнившему фотоработы, — авторы выражают глубокую благодарность.

ВОЛЬФРАМ И МОЛИБДЕН В ГОРНОМ АЛТАЕ

Вольфрам и молибден для Горного Алтая, наряду с ртутью, являются элементами, определяющими металлогенический профиль региона.

Первые сведения о присутствии вольфрама в рудах месторождений Горного Алтая относятся ко второй половине XIX века, когда в 1869 г. в рудах Колыванского месторождения впервые был обнаружен вольфрамит (Бек, Тейх, 1869). В 1894 г. вольфрамиту из отвалов Колыванского медного рудника была посвящена статья П. М. Еремеева (1894). Эти находки вольфрамита явились основанием для постановки ревизионных работ на Колыванском месторождении с целью выяснить возможности использования руд как источника вольфрамового сырья. Однако разведочные работы, показавшие промышленную ценность Колыванского месторождения в отношении вольфрама, были поставлены только после 1930 г.

К этому же времени относятся и первые находки молибденита в Горном Алтае. Одним из первых В. П. Нехорошев (1925) открыл Ак-Кемское молибденовое месторождение, а несколько позже (1929) им же было выявлено Белорецкое вольфрамовое месторождение (Елисеев, 1932; Шендерей, 1934; Пинус, 1938).

Основная масса вольфрамовых и молибденовых месторождений и рудопроявлений Горного Алтая была открыта в 30—40-х годах. Особенно широко поисковые работы, давшие положительные результаты, были развернуты в период Великой Отечественной войны. В этот период было обнаружено большинство месторождений Белокурихинского и Талицкого массивов.

В последующие годы было открыто большинство рудных проявлений двух наиболее перспективных в отношении вольфрама минеральных типов: грейзено-шеелитового и кварцево-шеелитового (Токаревское, Казанцевское, Урзарсайское, Шинокское и другие), а также (К. Д. Нешумаевой) Кульбичское медно-молибденовое месторождение, относящееся к медно-молибденовой рудной формации, которая в мировом балансе молибдена в настоящее время является ведущей.

Наконец, в самое последнее время установлены рудопроявления преимущественно грейзено-молибденитового и грейзено-шеелитового минеральных типов, а также редкометальной субформации.

Месторождения и рудопроявления вольфрама и молибдена в Горном Алтае в основной своей массе связаны с образованиями позднегерцинского интрузивного комплекса и приурочены или непосредственно к самим интрузивным массивам, или к их экзоконтактовой зоне. Значительно реже встречаются рудные образования, связь которых с позднегерцинскими массивами устанавливается только косвенно.

Вместе с тем отмечаются месторождения и рудопроявления, связанные с проявлением других магматических комплексов. Здесь в первую очередь следует назвать уже упоминавшееся Кульбичское месторождение (Никольская, 1961; Кузнецов и др., 1966), представленное двумя зонами окварцевания с густой сетью маломощных кварцевых прожилков с молибденитом, пиритом и халькопиритом в зонах повышенной трещиноватости субширотного простирания, для которого намечается связь (Домарев и Высокоостровская, 1959) с девонскими близповерхностными интрузиями гранит-порфиров, гранофиров и граносиенит-порфиров Уйменской депрессии, относимыми Ю. А. Кузнецовым (1964) к формации субвулканических гранитов.

Молибденовая минерализация отмечается и в связи со становлением интрузивных массивов змеиногорского комплекса. К таковой могут быть отнесены месторождения Березовское и Искровское (Баклаков, 1936; Слободской, 1964; Сотников, 1966), расположенные в пределах Колыванского интрузивного массива, и Плотбищенское, приуроченное к гранодиоритам Усть-Беловского массива. Эти месторождения обнаруживают много общих черт с отдельными представителями медно-молибденовой рудной формации. Рудными телами месторождений являются кварцевые жилы с вкрапленностью и гнездообразными включениями молибденита, халькопирита, пирита и иногда шеелита. Гранитоиды в зальбандах жил интенсивно окварцованы и серицитизированы. По своим минералогическим и геохимическим особенностям кварцевые жилы этих месторождений близки к образованиям ранней кварцево-молибденитовой стадии, проявившейся в месторождениях, связанных с субвулканическими интрузиями. Нами эти месторождения были отнесены к образованиям гипабиссальной фации глубинности в отличие от месторождений субвулканического типа, объединенных в субэкструзивную фацию (Сотников, 1966).

Для месторождений района Колыванского и Усть-Беловского массивов намечаются связи с наиболее лейкократовой частью змеиногорского интрузивного комплекса. Согласно Р. М. Слободскому (1964) возрастное положение кварцево-молибденитовой минерализации в этом районе устанавливается как более раннее по сравнению со стадией автометаморфизма. Об этом свидетельствуют пересечения кварцево-молибденитовых жил мелкими жилками эпидота, широко развитыми также во вмещающих гранитоидах, где они являются одним из продуктов автометаморфических преобразований пород.

Вольфрамовая минерализация в указанных месторождениях проявлена очень слабо, в виде спорадической вкрапленности шеелита. Значительно интенсивнее она проявлена в рудах скарновых месторождений, также связанных со становлением змеиногорского интрузивного комплекса. Эти месторождения, являясь по существу свинцово-цинковыми, местами содержат заметную примесь молибдена и вольфрама (в форме шеелита). К ним могут быть отнесены Ширгайтинское и Солонешенское месторождения, а также рудопроявление Б. Яломан (Дмитриев, 1958; Тычинский, 1963; В. А. Кузнецов и др., 1966, и др.) в центральной части Горного Алтая.

Эти месторождения обнаруживают тесную пространственную, структурную и временную связь с гранитоидными интрузиями змеиногорского типа, производными средних этапов герцинского магматизма. Характерно пространственное совмещение процессов контактового метаморфизма, скарнирования и гидротермальной (полиметаллической и вольфрамово-молибдено-полиметаллической) минерализации. Общим для всех месторождений является наложенный характер рудной минерализации на скарны и скарнированные породы экзоконтактов интрузии.

Вольфрамовая и молибденовая минерализация наиболее характерна для Ширгайтинского месторождения. Кроме примеси в рудах медно-свинцово-цинкового и цинково-медного типов на отдельных участках вольфрам и

молибден дают собственные руды. Шеелит обычно приурочен к кварцево-карбонатным прожилкам и эпидотизированным участкам. А так как эпидотизации в наибольшей степени подвержены карбонатные породы, то и понятны заметные концентрации шеелита именно в известняках. В этих же участках часто отмечается повышенное содержание сфалерита и галенита, которые являются явно наложенными по отношению к кварцево-эпидото-шеелитовым образованиям. Молибденит, выделяющийся в основной своей массе позже шеелита, обычно приурочен к прослоям углистых глинистых сланцев. С этим молибденитом иногда в небольших количествах ассоциирует халькопирит. Химическими анализами молибден часто устанавливается и в полиметаллических (существенно медных) рудах.

В результате работ Э. Г. Дистанова и В. И. Сотникова, проведенных в 1961 г., на месторождении были установлены пересечения сульфидных рудных тел (с вольфрамо-молибдено-полиметаллической минерализацией) кварцево-аксинитовыми жилами с молибденитом, реже галенитом и сфалеритом и высказано предположение о вероятной связи этой поздней минерализации с позднегерцинскими гранитами, развитыми в районе.

В других месторождениях (Солонешенское, Б. Яломан) вольфрамовая и молибденовая минерализация проявлена очень слабо. Это, в основном, редкая и мелкая вкрапленность шеелита. Молибден устанавливается только анализами, и то в ограниченном числе проб.

С образованиями змеиногорского комплекса связано также рудопроявление р. Б. Акем, расположенное в рудном поле Ширгайтинского месторождения среди песчаников ордовика в экзоконтакте массива кварцевых диоритов. Оно представлено густой сетью различно ориентированных кварцевых жил и прожилков с редкой вкрапленностью и мелкими гнездами шеелита. Анализами в ряде проб устанавливается также молибден и незначительное количество свинца и цинка. В генетическом отношении это месторождение, очевидно, имеет много общего с наиболее ранними (вольфрамо-молибденовыми) стадиями формирования Ширгайтинского месторождения.

В виде незначительной примеси молибден иногда отмечается в рудах полиметаллических месторождений, особенно месторождений с повышенной ролью меди, где он тяготеет преимущественно к халькопириту и иногда к пириту. Подобная концентрация объясняется, очевидно, соосаждением молибдена железосодержащими сульфидами. Наибольшие содержания были зафиксированы в рудах Джулукульского кобальтового рудопроявления. Здесь, в рудах западной зоны, анализами постоянно устанавливалось содержание молибдена, по отдельным пробам достигавшее 0,01%. Тысячные доли процента молибдена содержатся в рудах Джулукульского медного рудопроявления, а также в измененных гранитах среднедевонского Каргинского массива, с которым связано Верхне-Каргинское оловянное рудопроявление. Редкая примесь молибдена наблюдается также в рудах золотых, ртутных и железорудных месторождений и рудопроявлений Горного Алтая. В незначительном количестве (обычно знаки) молибденит присутствует в шлихах, взятых на площади развития шапшальского (кубадринского) нижнепалеозойского интрузивного комплекса.

Вольфрам, кроме упомянутых типов месторождений, встречается также в рудопроявлениях, связанных со становлением лебедского и таджилинского интрузивных комплексов.

Со становлением позднесалаирского лебедского интрузивного комплекса, при формировании которого важную роль играли процессы глубинной ассимиляции алюмосиликатных толщ базальтоидной магмой (В. А. Кузнецов, 1963), связаны вольфрамо-золоторудные образования, представленные кварцевыми жилами, прожилками и линзами с незначительной вкрапленностью рудных минералов (самородного золота, шеелита, пирита, халько-

пирита и др.). Кварцевые образования аналогичного типа (с самородным золотом, шеелитом и сульфидами) широко проявлены и в экзоконтакте Чингекатской гранитной интрузии соседнего района (Тувы). Согласно В. А. Кузнецову (1963), эта интрузия позднекаледонского возраста является синорогенной со значительной ролью процессов гранитизации.

Следует отметить, что кварцевые жилы, гнезда и прожилки, содержащие то или иное количество самородного золота, шеелита и сульфидов (преимущественно пирита, халькопирита и реже сфалерита и блеклых руд), вообще широко развиты в пределах Алтае-Саянской складчатой области. При этом часто отмечается приуроченность их к участкам развития алюмосиликатных толщ флишоидного облика.

С проявлением позднекаледонского (силурийского) таджилинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса связано также оруденение вольфрама и золота (Скуридин, 1967). Коренные вольфрамовые рудопроявления были зафиксированы в пределах юго-восточной части Джаган-Терекского (у его северного контакта) и в пределах контакта Таджилинского интрузивов, где шеелит совместно с золотом и халькопиритом зафиксирован в телах скарнов и скарнированных известняков и известковистых песчаников. В пределах этих же массивов шеелит часто встречается в шлихах. Впервые на присутствие золото-вольфрамовой минерализации в юго-восточной части Горного Алтая было указано В. А. Кузнецовым.

Шеелит в том или ином количестве постоянно отмечается в шлихах из районов развития метаморфических толщ флишоидного облика и проявления гранитных биотитовых интрузий батолитового типа. Наиболее частые встречи шеелита и относительно повышенное его содержание характерны для шлихов из экзоконтактовых зон указанных интрузий, а также полей глубоко метаморфизованных пород флишоидного типа. Именно в подобных условиях находится Урзарсайское месторождение штокверкового типа. Очевидно, пристального внимания заслуживают и другие районы с подобной ситуацией. Повышенное содержание шеелита зафиксировано в скарнах южного и северного контактов Иедыгемского массива, а также на западном фланге центрального участка Карагемского кобальтового месторождения. В пределах этого месторождения устанавливается молибденовая минерализация, имеющая много общего с молибденовой минерализацией Владимировского месторождения и ряда мелких рудопроявлений междуречья Кумира и Коргона, тяготеющих к району развития малых интрузивов преимущественно диабазового состава (Прокопцев, 1960). Молибденит здесь образует вкрапленность и гнезда среди существенно кобальтовых разностей руд. Несмотря на то, что месторождения рассматриваемого типа обычно мелкие (Унксов, 1961), значительный интерес представляет сам факт присутствия молибденита в этих рудных образованиях, связываемых с проявлением основного магматизма. Однако следует отметить, что наряду с предположениями о связи кобальтового оруденения с основными малыми интрузиями (Зильберман и др., 1958; Прокопцев, 1960; Кузнецов, 1963, и др.) имеется также высказывание (Чернов, 1963) о возможной связи оруденения с гранитными интрузиями.

Незначительная примесь шеелита зафиксирована в железорудных месторождениях (Вахрушев, 1960), а также в Артулукском рудопроявлении «медистых песчаников». По отношению к медным минералам шеелит здесь является более ранним образованием. В этом же рудопроявлении кроме шеелита зафиксирован и молибденит. Шеелит отмечается не только в меденосных горизонтах, но и во вмещающих их, практически неоруденелых медью, песчаниках и песчанистых сланцах (Тычинский и др., 1961).

ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ МОЛИБДЕНО - РЕДКОМЕТАЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как видно из приведенного выше краткого обзора молибдено- и вольфрамоносности Горного Алтая, в данном регионе мы имеем дело с многочисленными и довольно разнообразными в генетическом отношении вольфрамовыми и молибденовыми месторождениями и рудопроявлениями. Естественно, что в процессе металлогенических и другого рода исследований возникает вопрос о их рациональной систематике. Эта систематика (как и любая систематика вообще) должна быть основана в первую очередь на фактических данных, но вместе с тем она должна отражать и имеющиеся представления об условиях рудообразования. Однако, учитывая, что до настоящего времени вопросы генезиса эндогенного оруденения являются во многих случаях спорными и при освещении их вносится много субъективного, целесообразно, по-видимому, в основу систематики положить не генетические представления, а фактический материал. Принятие за основу систематики эндогенных месторождений преимущественно генетических принципов неоднократно подвергалось критике (Смирнов, 1947; Вольфсон, 1962, и др.).

Довольно многочисленны имеющиеся к настоящему времени классификации молибденовых и особенно вольфрамовых месторождений, но большинство их основано на все еще остающихся гипотетичными температурных принципах, в тех или иных вариациях повторяющих принципы, предложенные в свое время В. Линдгреном. Среди классификаций вольфрамовых месторождений подобного типа могут быть названы такие, как классификации Сюй-Ке-циня (Hsu Ke-chin, 1943), Альфельда (Ahlfeld, 1958), Шнейдерхена (1958), Литтла (Little, 1959) и других. Первый из названных исследователей классифицировал вольфрамовые месторождения также по положению месторождений относительно контакта интрузивных массивов. Впоследствии этот принцип нашел свое отражение и в работах других авторов.

Генетическая сущность последней систематики довольно сомнительна, так как кроме удаленности месторождений от интрузивных массивов (не говоря уже о том, что связи месторождений с тем или иным массивом во многих случаях остаются гипотетичными) несомненное влияние на рудный процесс оказывают другие многочисленные и не менее влиятельные факторы, учесть которые этой довольно формальной систематикой не представляется возможным.

С другой стороны, «термальная» классификация, несмотря на свою кажущуюся генетическую сущность, во многих отношениях является условной, что обусловлено как длительным проявлением рудного процесса в широком температурном интервале, так и постоянно отмечающейся зависимостью температур рудообразования от многих внешних факторов, в частности, степени удаленности месторождений от материнского интрузивного массива (вернее, от термально-активной зоны), от степени тектонической подготовленности участка и т. д.

Другая не менее обширная группа систематик базируется на минеральном составе классифицируемых месторождений (Левицкий, 1939; Мо Chu-Sun, 1957; Повилайтис, 1960; Алявдин, 1961, и др). Несомненное преимущество подобной группировки состоит в том, что в основу систематики положены принципы, учесть которые возможно уже на самой ранней стадии изучения месторождений. Поэтому, несмотря на то, что такая систематика на первый взгляд является слишком формальной, нужно признать ее несомненное преимущество перед многими другими классификациями, в основу которых положены чисто гипотетические признаки, где во многих случаях доминирует субъективность, и систематика во многом является условной, не отражающей действительность. Вместе с тем чрезмерное увлечение подобным принципом, сказывающееся, в частности, в дробности систематики, вполне может привести к формализму и как результат этого — к созданию такой сложной и громоздкой классификации, применение которой вызывает значительные трудности, т. е. создается классификация ради классификации.

Существование подобных сложных классификаций может быть обосновано, если они являются дальнейшим развитием более приемлемых для повседневного использования четко обоснованных систематик. В первую очередь следует, очевидно, стремиться к выделению таких групп месторождений, которые имеют право на существование — вне зависимости от времени, пространства и прочих других внешних факторов — таких групп, которые наиболее четко воспринимались бы исследователями без навязывания им подобного (обычно убеждающего) объяснения. Следует стремиться к тому, чтобы даже само название этой группы рудных проявлений вызывало у исследователя довольно четкое и вполне определенное представление об ее генетической сущности.

На наш взгляд, полнее всего этим принципам удовлетворяет систематика на формационной основе, получившая в последнее время широкое распространение при классификации рудных месторождений, в том числе вольфрамовых и молибденовых (Литвин, Матвеенко, 1958; Матвеенко, 1959; Хрущов, 1959; Щерба, 1960; Шахов, 1964, и др.). Именно разделение месторождений по формационному принципу позволило достичь значительных успехов в построении генетической систематики эндогенных рудных месторождений.

Вместе с тем следует отметить, что в литературе все еще встречается сугубо формальный минералогический подход к рудным формациям, что и приводит к выделению, например, кварцево-вольфрамитовой, кварцево-шеелитовой и других подобных формаций, отражающих фактически условия рудоотложения (влияние особенностей вмещающих пород, энергетическое состояние среды и т. д.) и в значительно меньшей степени — условия рудогенезиса.

Наблюдения на многочисленных и довольно разнообразных вольфрамовых и молибденовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области привели нас к выводу (Сотников, 1966): при формационном анализе этих месторождений (как, очевидно, и всех других эндогенных рудных месторождений) целесообразно учитывать устойчивые геохимические ассоциа-

ции ведущих элементов, которые в зависимости от конкретных условий рудоотложения образуют определенные устойчивые в данной обстановке ассоциации минералов, т. е. входят в те или иные минеральные типы.

Формационные принципы были положены нами и в основу систематики молибдено-вольфрамового оруденения Горного Алтая (Косалс, Сотников, 1964; Сотников, 1964; В. А. Кузнецов и др., 1966; Сотников, 1966, и др.). Ввиду того что рудная формация является абстрактным понятием, на первом этапе в качестве элементарной ячейки систематики нами принимается минеральный тип, являющийся результатом непосредственного восприятия конкретных объектов.

Под м и н е р а л ь н ы м т и п о м понимается совокупность рудопроявлений (месторождений), характеризующихся определенной ассоциацией минералов, образовавшихся из растворов определенного типа в конкретных внешних условиях (химические и физико-механические особенности вмещающих пород, их энергетическое состояние и т. д.). Название минеральному типу дается по ведущим минералам с учетом их экономической значимости. Ясно, что в каждом минеральном типе, наряду с ведущими, определяющими его название, всегда присутствуют и другие минералы, но обычно в подчиненном количестве. Роль последних может быть учтена минеральными подтипами.

При выделении минеральных типов принимаются во внимание и минеральные ассоциации гидротермального метаморфизма. На данном этапе мы сочли целесообразным вводить в название минерального типа весь метасоматический комплекс. Так, выделяются грейзено-молибденитовый, грейзено-шеелитовый и другие минеральные типы. В дальнейшем, очевидно, необходимо разделять метасоматические минеральные комплексы с учетом их специфики, отражающей как влияние окружающей среды, так и фациальность.

В результате одного рудогенетического процесса в близких геологических условиях, но вследствие химических и физико-механических особенностей вмещающей среды, различной энергетической и температурной обстановки или других внешних факторов могут возникать различные минеральные типы. Наибольшее разнообразие минеральных типов характерно для проявлений оруденения тех элементов, которые могут концентрироваться в виде различных минералов.

Условия, в которых идет формирование руд, разнообразны. Учесть все это разнообразие трудно, поэтому заранее число минеральных типов вряд ли может быть предопределено. Несомненно, что по мере накопления новых данных по закономерностям рудоотложения, по естественным минеральным ассоциациям количество их будет возрастать и, в первую очередь, очевидно, за счет минеральных подтипов.

Совокупность минеральных типов, объединяющих оруденение одного рудогенетического процесса и характеризующихся единым геохимическим профилем, составляет рудную формацию. Р у д н а я ф о р м а ц и я выступает здесь в качестве интегрального элемента, объединяющего г о м о л о г и ч н ы е минеральные типы.

Элементы сходства при объединении минеральных типов в рудные формации должны играть, очевидно, ведущую роль. Однако в сходстве следует различать аналогию и гомологию. Сходство внешних условий (условий рудоотложения) может привести к появлению ряда аналогичных черт в минеральных типах различных рудных формаций. Гомология — это сходство, основанное на единстве происхождения. Так, все минеральные типы единой рудной формации, несмотря на различия, которые позволяют выделять их в качестве самостоятельных единиц, имеют и общие черты, обусловленные е д и н с т в о м происхождения.

Все многообразное молибденовое и вольфрамовое оруденение Горного Алтая сведено нами в следующие рудные формации.

1. Редкометально-вольфрамовая (скарновая).
2. Вольфрамо-молибдено-полиметаллическая (скарновая).
3. Молибдено-редкометально-вольфрамовая.
4. Вольфрамо-золоторудная.
5. Медно-молибденовая.

Кроме того, выделяются вольфрам- и молибденсодержащие рудные формации: пегматитовая, редкометальная (вольфрам- и молибденсодержащая), мышьяково-кобальтовая, скарновая (молибденсодержащая), золоторудная, скарновая (вольфрамсодержащая), формация типа «медистых песчаников» (вольфрам- и молибденсодержащая). Вольфрамовая и молибденовая минерализация в этих месторождениях имеет сугубо подчиненное развитие и представляет только минералого-геохимический интерес. Но в то же время учет последних формаций в общем балансе вольфрама и молибдена позволяет полнее выявить и осветить геохимическую историю указанных металлов в пределах Горного Алтая.

Ввиду многообразия минеральных типов в пределах отдельных рудных формаций выделяется промежуточная единица — с у б ф о р м а ц и я, объединяющая ряд минеральных типов более узкого геохимического профиля. Так, в пределах молибдено-редкометально-вольфрамовой формации выделяются субформации: молибденовая (объединяющая грейзено-молибденитовый и кварцево-молибденитовый минеральные типы), вольфрамовая (включающая грейзено-шеелитовый, кварцево-шеелитовый и кварцево-вольфрамитовый типы) и др. В медно-молибденовой формации, где еще недостаточно четко сформированы минеральные типы, нами предварительно выделяются три субформации: молибденовая, медно-молибденовая, молибдено-медная.

Субформации отчасти отражают фациальные особенности оруденения. Следует отметить, что изменение глубинности во многих случаях накладывает такой отпечаток на оруденение, что приходится говорить уже о формациях, а не о субформациях.

При фациальном анализе вольфрамо-молибденового оруденения, для которого часто довольно достоверно устанавливается связь с конкретными интрузивными комплексами, могут использоваться имеющиеся данные по фациям магматических пород, а также по фациальности метаморфических образований. В дальнейшем, очевидно, будет целесообразно выделять группы рудных формаций, объединяющие минерализацию определенных фаций глубинности.

Нами была сделана попытка (Сотников, 1966) систематизировать вольфрамо-молибденовые рудные формации Алтае-Саянской области по фациям глубинности «материнских интрузивов», т. е. по принципу, нашедшему широкое применение при систематике эндогенных месторождений в целом ряде работ (Усов, 1933, 1935_1; Татаринов, 1955; Шахов, 1962, и др.). На «первостепенную важность» введения в классификацию глубины образования месторождений указывал С. С. Смирнов (1947), рецензируя систематику магматогенных месторождений П. Ниггли.

В соответствии с фациями магматических пород (Усов, 1924, 1935_1, 1935_2, 1937; Ю. А. Кузнецов, 1949, и др.) в предлагаемой систематике (табл. 1) выделены четыре группы рудных формаций определенных «фаций глубинности оруденения»: «субэкструзивная», «гипабиссальная», «мезоабиссальная» и «абиссальная» (?). Границы между этими группами во многих случаях являются довольно условными, что связано не только с отмечаемым иногда недостатком надежных критериев глубинности формирования магматических комплексов, но и с тем, что зачастую мы имеем дело с интрузивами промежуточного типа, несущими признаки двух соседних фаций глубинности

(Ю. А. Кузнецов, 1949). Кроме того, при отмечающемся иногда значительном вертикальном размахе оруденения возможен непосредственный переход из одной фации в другую.

Фациальный анализ рудных формаций не только позволяет сгруппировать их по фациям, но и поможет в дальнейшем более четко оформить его химически родственные ряды рудных формаций.

При систематике вольфрамо - молибденовых месторождений и рудопроявлений Горного Алтая нами широко использовались связи оруденения с определенными магматическими комплексами. Именно такой подход позволяет выделить для отдельных районов р у д н ы е комплексы, объединяющие ряд родственных рудных формаций, связанных с тем или иным магматическим комплексом. Выделение подобных рудных комплексов, наряду с выделением рудных формаций, дает возможность более четко систематизировать месторождения и рудопроявления региона, что является необходимым условием успешного изучения эндогенной рудной минерализации, а также региональных металлогенических исследований. Из наиболее полно оформившихся рудных комплексов в пределах Горного Алтая может быть назван выделенный нами (В. А. Кузнецов и др., 1966) г о р н о а л т а й с к и й р е д к о м е т а л ь н ы й р у д н ы й к о м п л е к с, объединяющий рудные формации, включающие рудные образования, связанные с позднегерцинскими гранитными интрузиями батолитового типа (аналогами широко известного в Калбе и Рудном Алтае калбинского интрузивного комплекса, сопровождающими среднюю стадию развития герцинского тектоно-магматического цикла (табл. 2).

Таблица 1

Фациальность вольфрамо-молибденового оруденения Алтае-Саянской складчатой области

Фация глубинности	Рудная формация	Рудопроявление (месторождение)
Субэкструзивная	Медно-молибденовая	Сорское Ипчульское Кульбичское
Гипабиссальная	Вольфрамо-золоторудная	Осиповское
	Медно-молибденовая	Искровское Березовское Ак-Кемское
	Вольфрамо-молибдено-полиметаллическая (?)	Ширгайтинское
Мезоабиссальная	Редкометально-вольфрамовая (скарновая)	Атуркольское
	Молибдено-редкометально-вольфрамовая	Осокинское, Осиновское Калгутинское и др.
	Вольфрамо-золоторудная	Лебедское Чингекатское
	Вольфрамовая (скарновая)	Вост. склон Кузнецкого Алатау
Абиссальная (?)	Молибдено-редкометально-вольфрамовая (?)	Бугузунское

Горноалтайский рудный комплекс включает следующие вольфрамо-молибденовые рудные формации: редкометально-вольфрамовую (скарновую), молибдено-редкометально-вольфрамовую и пегматитовую редкометальную (вольфрам- и молибденсодержащую). Но эти рудные формации не исчерпывают полностью все многообразное оруденение, связанное с развитием и становлением позднегерцинского гранитоидного комплекса. Есть указания на связь с этим магматическим комплексом, в частности, железооруденения,

Таблица 2

Магматические комплексы и схема развития магматизма Горного Алтая (В. А. Кузнецов, 1966)

Тектоно-магматический цикл	Этап развития складчатой области	Геологический возраст	Отношение к главной складчатости (стадия)	Магматический комплекс: вулканический	Магматический комплекс: интрузивный	Абсолютный возраст, млн. лет	Металлогеническая характеристика (рудные формации)
	Салаирский (развитие вулканогенных геосинклиналей)	$Sn - Cm_1$	Доскладчатый	Арыджанский диабазово-порфиритовый			
		Cm_1			Чаганузунский гипербазитовый		Хромитовая Титано-магнетитовая
		Cm_{1-2}		Каимский диабазовый	Габбро-пироксенитовый		
		Cm_{2-3}	Раннескладчатый		Лебедской габбро-плагиогранитный		Скарновые железорудная, золоторудная и др
Салаирско-каледонский	Каледонский а) развитие терригенных геосинклиналей	O	Соскладчатые		Шапшальский (Кубадринский) гранитный	460	Вольфрамо-молибденовые и редкометальные
	б) орогенный тип	O — S			Таджилинский габбро-диоритовый		Скарновая золото-шеелитовая и др.
			Послескладчатые		Малые диабазовые интрузии (?)		
	Девонский или тельбесский (развитие вулканогенных вторичных геосинклиналей)	D_2	Доскладчатый	Онгудайский андезитовый	Девонский гранитоидный		Железорудные эффузивно-осадочная и гидротермальная
		D_2		Куратинский порфировидный			
		$D_3 - C_1$	Раннескладчатый				
					Чарышский габбро-диабазовый	360	Скарновые железорудная и кобальтовая
Герцинский	Позднегерцинский орогенный	C	Соскладчатый		Яломанский (змеиногорский) гранодиоритовый	225—290	Скарновая редкометально-полиметаллическая
		C—P			Калбинский гранитный	225—250	Вольфрамо-молибденовая, редкометальная и др.
		P	Послескладчатый		Геректинский диабазовый	170	Свинцово-цинковая
		Mz?			Чуйский лампрофировый		Свинцово-цинковая Ртутная

золотооруденения и свинцово-цинковой минерализации, которые также должны быть включены в состав горноалтайского рудного комплекса. Однако редкометальный (включая сюда вольфрам и молибден) профиль минерализации, объединенный в названный рудный комплекс, является резко доминирующим. Последнее обстоятельство, — а также то, что молибдено-редкометально-вольфрамовое оруденение, наряду с послегерцинским ртутным оруденением, в основном, определяет общий металлогенический профиль Горного Алтая, — и нашло отражение в предложенном названии рудного комплекса (горноалтайский редкометальный).

В монографии рассматривается только одна из всех формаций горноалтайского редкометального рудного комплекса — молибдено-редкометально-вольфрамовая. Краткая характеристика остальных, как и вообще всех других молибдено-вольфрамовых формаций Горного Алтая, содержится в предыдущих работах (Сотников, 1966; Кузнецов и др., 1966, и др.).

Рудные образования молибдено-редкометально-вольфрамовой формации Горного Алтая имеют многочисленные аналоги в рудных районах мира. Здесь можно назвать многочисленные месторождения Центрального Казахстана (Чухров, 1960; Щерба, 1960; Ермилова, 1964; Малиновский, 1965, и др.), Забайкалья (Самонов, 1959, 1960; Повилайтис, 1960; Барабанов, 1961; Левицкий, 1939; Малиновский, 1965, и др.), Северо-Востока СССР (Матвеенко, 1959; Алявдин, 1961, и др.), Урала (Куклин, 1959), Восточной Австралии (Blanchard, 1947; Mines Depart, 1953) и других регионов.

Много общего эти образования имеют и с оловянно-вольфрамовыми месторождениями грейзенового типа, развитыми в Калбе (Морозенко, 1937, и др.), Забайкалье (Григорьев, Доломанова, 1956; Попов, 1956; Доломанова, 1959, и др.), Чукотке (Лугов, 1965), Рудных горах (Обручев, 1934; Крейтер, Красников, 1947; Oelsner, 1952; Stemprok, 1960, и др.), Португалии (Bloot, De Wolt, 1959), Боливии (Ahlfeld, 1945), Бирме (Dunn, 1938; Clegg, 1944), Китае (Hsu Ke-chin, 1943; Davis, 1961, и др.) и т. д. Иногда в рудах олово-вольфрамовых месторождений устанавливается и молибденит, однако если он и присутствует, то в резко подчиненном количестве. На некоторых месторождениях молибденит совершенно отсутствует.

Таким образом, связующим звеном между этими двумя группами рудных образований является вольфрамовая и отчасти, возможно, редкометальная минерализация, определяющая геохимический облик как той, так и другой группы. Молибденовая же и оловянная минерализация, наоборот, определяют специфику данных групп. При этом, как было подмечено Н. И. Наковником (1954), Е. П. Малиновским (1965) и другими исследователями, в случае развития на месторождениях процессов турмалинизации (характерных именно для оловянно-вольфрамовых месторождений), сколько-нибудь значительных концентраций молибдена не возникает. Он более характерен для вольфрамовых месторождений с развитием флюоритоносных кварцево-мусковитовых и кварцевых грейзенов, в которых редко отмечается касситерит.

Если рассматривать положение молибдено-вольфрамовой и оловянно-вольфрамовой минерализации относительно интрузивных массивов, выясняется, что для месторождений второго типа более характерна локализация в ближайшем экзоконтакте (особенно если исключить собственно грейзеновые образования) в отличие от первых месторождений, которые чаще тяготеют непосредственно к самим массивам. Как будет видно из приводимого ниже материала, и в Горном Алтае намечается преимущественная приуроченность вольфрамовых месторождений к эндоконтактовым частям интрузивных массивов, но часто вольфрамовые (преимущественно шеелитовые, а иногда и вольфрамитовые) месторождения устанавливаются и в экзоконтакте, при этом на довольно заметном расстоянии от массивов. Для последних

5726
2116

месторождений, локализующихся среди метаморфизованных песчано-сланцевых пород, во многих случаях характерно проявление интенсивной турмалинизации вмещающих пород, а также участие турмалина в жильном выполнении (Бугузунское, Верхне-Слюдянское, Токаревское месторождения), однако касситерит для этих месторождений совершенно не характерен. Олово в них обнаружено только по данным спектральных анализов в виде незначительной примеси. В месторождениях среди интрузивов турмалин отмечается гораздо реже. Исключением является только Мульчихинское месторождение и расположенные вблизи него рудопроявления, рудными телами которых являются кварцево-турмалиновые и даже турмалиновые жилы. Возможно, что такое широкое развитие турмалина в этих рудных проявлениях связано с их относительной близостью к породам экзоконтакта, когда участие последних в рудном процессе было вполне вероятным.

Практически полное отсутствие оловянной минерализации в Горном Алтае — несмотря на то, что здесь рудоносными являются биотитовые граниты того же, что и в соседнем оловоносном районе (Калбе), батолитового типа и близкого возраста, — есть одна из характерных геохимических особенностей данного региона.

Рассматривая молибдено-вольфрамовую и оловянно-вольфрамовую минерализацию в отрыве от конкретных условий, можно наметить довольно постепенные переходы между образованиями этих двух типов. Да и среди месторождений (особенно более мелких рудопроявлений) отдельных регионов, наряду с типичными оловянно-вольфрамовыми, практически всегда можно встретить существенно вольфрамовые месторождения с незначительной (или даже ничтожной) примесью олова, иногда устанавливаемой только по данным анализов. С другой стороны, здесь же можно встретить и существенно оловянные месторождения, практически ничем не отличающиеся от хорошо известных кварцево-касситеритовых месторождений. Таким образом, намечаются связи рассмотренных двух групп месторождений с третьей группой — кварцево-касситеритовыми.

В ряде рудных районов развиты существенно молибденовые и существенно редкометальные месторождения грейзенового типа, имеющие много общего с рассмотренными молибдено-редкометально-вольфрамовыми при наличии между этими группами переходных членов. В частности, в Горном Алтае нами выделяются в составе молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации даже молибденовая и редкометальная субформации, отдельные части которых, взятые изолированно, имеют полную аналогию с молибденовыми и редкометальными месторождениями «чистой линии».

Тесные связи между всеми указанными группами месторождений, а вместе с тем и имеющиеся генетические и геологические особенности каждой из этих групп, отражающие во многом геохимические, металлогенические и другие особенности рудных районов, позволяют сгруппировать их в единый ряд геохимически родственных рудных формаций, в состав которого предварительно можно включить такие рудные формации грейзенового типа, как молибденовая, вольфрамовая, редкометальная, оловянная, молибдено-редкометально-вольфрамовая, оловянно-редкометально-вольфрамовая. Эти рудные формации распадаются на две группы: простые и сложные. У первых среди составляющих частей сложных формаций есть свои аналоги, выделяемые нами в качестве самостоятельных единиц — субформаций.

Указанный ряд геохимически родственных рудных формаций может рассматриваться как некоторая абстрактная единица, суммирующая в себе все особенности развития рудных процессов, которые имеют связь с вполне определенным типом магматизма (преимущественно батолитовым гранитным) и проявились при вполне определенных физико-химических условиях,

Таблица 3

Молибдено-редкометально-вольфрамовая рудная формация Горного Алтая

Субформация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Структурно-морфологические типы оруденения	Вмещающие породы	Околорудные изменения	Месторождения и рудопроявления
Молибденовая	1 Грейзено-молибденитовый	Кварц, мусковит, альбит, ортоклаз, флюорит, топаз, рутил, апатит, молибденит, халькопирит, пирит, вольфрамит, шеелит	Гнезда, линзы и неправильной формы участки грейзенизированных пород с прожилково-вкрапленным оруденением	Лейкократовые и аплитовидные граниты, аплиты, гранито-порфиры	Грейзенизация	«Молибденовый шток» г. Мунгун-Тайга Талицкое
	2. Кварцево-молибденитовый	Кварц, мусковит, ортоклаз, альбит, турмалин, флюорит, молибденит, пирит, халькопирит, шеелит, висмутин	Жилы, реже гнезда	Граниты (лейкократовые, аплитовидные, порфировидные), реже роговики	Грейзенизация, окварцевание	Кураганское
Вольфрамовая	1 Грейзено-шеелитовый	Кварц, мусковит, апатит, рутил, гранат, шеелит, пирит	Гнезда, линзы и неправильные залежи прожилково-вкрапленного оруденения в эндо- и экзоконтактовых зонах массивов	Гранитоиды, песчано-сланцевые породы	Грейзенизация, окварцевание, мусковитизация	Быстрянское Шинокское с. Спорная
	2. Кварцево-шеелитовый	Кварц, ортоклаз, альбит, анкерит, кальцит, серицит, флюорит, хлорит, шеелит, пирит, молибденит, халькопирит, висмутин, сульфовисмутин меди, самородный висмут, сфалерит, арсенопирит, пирротин	Штокверки, линзы вкрапленного оруденения в блоках песчаников, жилы в зонах интенсивного рассланцевания	Роговики, метаморфизованные песчано-сланцевые толщи (экзоконтактовая зона)	Окварцевание, грейзенизация, калишпатизация, хлоритизация, серицитизация	Токаревское Урзарсайское Седло
	3. Кварцево-вольфрамитовый	Кварц, мусковит, ортоклаз альбит, флюорит, турмалин, апатит, цеолиты, вольфрамит, пирит, халькопирит, шеелит,	Жилы, реже штокверковые зоны	Граниты, гранодиориты, реже роговики и карбонатные породы	Грейзенизация, калишпатизация, альбитизация	Колыванское, Осокинское, Осиновское, Батунковское, Верхнеслюдянское,

Окончание табл. 3

Субформация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Структурно-морфологические типы оруденения	Вмещающие породы	Околорудные изменения	Месторождения и рудопроявления
Редкометально-молибдено-вольфрамовая		молибденит, висмутовые минералы, пирротин, сфалерит, галенит				Ново-Колыванское
	1. Кварцево-молибденито-вольфрамитовый	Кварц, мусковит, ортоклаз, альбит, турмалин, флюорит, эпидот, апатит, вольфрамит, молибденит, пирит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, самородный висмут, висмутин, сульфовисмутиты меди, сфалерит, галенит	Жилы, сложно-перистые зоны	Граниты	Грейзенизация, калишпатизация, альбитизация, окварцевание	Мульчихинское Чиндагатуйское Кок-Кульское
	2. Кварцево-редкометально-молибденито-вольфрамитовый	Кварц, мусковит, лепидолит, ортоклаз, альбит, флюорит, апатит, вольфрамит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит, шеелит, висмутовые минералы, сфалерит, галенит	Жилы		Грейзенизация, калишпатизация, альбитизация, окварцевание	Калгутинское Кок-Кульское
Редкометальная	1. Грейзено-редкометальный	Кварц, мусковит, лепидолит, ортоклаз, альбит, топаз, флюорит, гранат и др.	Грейзеновые зоны в участках повышенной трещиноватости (обычно апикальные части массивов)	Лейкократовые и аплитовидные граниты	Грейзенизация	
	2. Кварцево-редкометальный	Кварц, лепидолит, мусковит, калишпат, альбит, флюорит, апатит, топаз, пирит, гранат и др.	Жилы	Граниты	Альбитизация, грейзенизация	

а отдельные члены ряда — как конкретное проявление этой единицы в условиях тех или иных рудных регионов. Таким образом, отдельные рудные формации по отношению ко всему ряду геохимически родственных рудных формаций выступают приблизительно в том же плане, что и субформации (минеральные типы) по отношению к самой рудной формации.

Таким конкретным проявлением грейзенового ряда геохимически родственных рудных формаций, отражающим в своих особенностях специфику геологического развития Горного Алтая, и является рассматриваемая в монографии молибдено-редкометально-вольфрамовая рудная формация (табл. 3). В состав этой формации нами включаются как месторождения и рудопроявления, сопровождающие позднегерцинский магматизм, так и минерализация, сопутствующая развитию каледонского (шапшальского) интрузивного комплекса, которая в пределах Горного Алтая проявлена значительно слабее. В настоящее время проявления каледонской вольфрамовой минерализации более или менее определенно установлены только в районе Бугузунского массива юго-восточной части Алтая.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ МОЛИБДЕНО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВОЙ ФОРМАЦИИ

Молибденовая субформация

Молибденовая субформация объединяет рудные образования двух минеральных типов: грейзено-молибденитового и кварцево-молибденитового, обычно пространственно тесно связанных.

Грейзено-молибденитовый минеральный тип. Среди месторождений и рудопроявлений молибденовой субформации наиболее распространены рудные образования грейзено-молибденитового минерального типа, характеризующиеся, однако, очень незначительными размерами. Практически подавляющее большинство из нескольких десятков известных к настоящему времени в Горном Алтае рудных проявлений рассматриваемого минерального типа представляют собой мелкие рудные точки (редкая рассеянная вкрапленность рудных минералов среди метасоматитов). Все они имеют, в основном, минералогический интерес. Их присутствие может служить указанием на молибденоносность интрузивного массива. Экономическая ценность грейзено-молибденитовых образований несколько увеличивается при проявлении их совместно с кварцево-молибденитовыми жилами. Последние также обычно сопровождаются маломощными оторочками грейзенизированных пород (с преимущественным развитием кварца и мусковита).

Большинство рудопроявлений грейзено-молибденитового минерального типа тяготеют к метасоматически измененным лейкократовым и аплитовидным гранитам апикальных и эндоконтактовых частей интрузивных массивов, а также к грейзенизированным (мусковитизированным) аплитовым дайкам. Приуроченность молибденита к лейкократовым разностям пород является характерной особенностью рудных проявлений молибденовой субформации. Молибденовые рудопроявления встречены практически в пределах всех позднегерцинских интрузивных массивов, однако наиболее распространены они среди массивов, характеризующихся широким развитием пород лейкократового облика.

Рудные тела рудопроявлений рассматриваемого минерального типа представлены гнездами, линзами и неправильной формы участками грейзенизированных пород (до грейзенов кварцево-мусковитового состава) с вкрапленностью молибденита, пирита, халькопирита. Отмечается постоянная приуроченность рудных минералов к участкам скопления светлой слюды.

Из других рудных минералов изредка встречаются минералы висмута и вольфрама. При этом минералы висмута (преимущественно висмутин) ча-

ще всего встречаются не среди грейзеновых образований, а в кварцевых прожилках, рассекающих грейзены. Но и в этих прожилках висмутовые минералы отмечаются редко. Вольфрам, хотя и устанавливается по данным химических и спектральных анализов во многих рудопроявлениях молибденовой субформации, из-за незначительного содержания в рудах должен в большинстве случаев рассматриваться в качестве акцессорного элемента. При таком низком содержании самостоятельные вольфрамовые минералы зачастую не устанавливаются.

В рудопроявлениях с несколько повышенным содержанием вольфрама фиксируются редкие зерна шеелита и вольфрамита. И если в рудопроявлениях грейзено-молибденового минерального типа встречаются оба указанных минерала (при несколько большем развитии шеелита), то в рудопроявлениях кварцево-молибденитового типа преимущественно развит шеелит, являющийся часто единственным вольфрамсодержащим минералом. Таким образом, здесь намечаются переходные связи между рудными образованиями минеральных типов молибденовой субформации и грейзено-шеелитовым и кварцево-шеелитовым типами вольфрамовой субформации. Имеются случаи совмещения рудных проявлений молибденовой субформации с проявлениями других минеральных типов (например, кварцево-вольфрамитового — Талицкое месторождение).

Однако в большинстве случаев проявления нескольких минеральных типов в пределах единого рудного поля и даже месторождения видна их пространственная разобщенность. И только между рудными образованиями грейзено-молибденитового и кварцево-молибденитового минеральных типов, представляющими единую молибденовую субформацию, устанавливается очень тесная пространственная (и, очевидно, генетическая) связь — настолько тесная, что иногда трудно отчетливо разделить проявления этих двух типов, чем и предопределяется их часто совместная характеристика. Тем не менее каждый из выделяемых самостоятельных минеральных типов имеет свои отличительные признаки, и не только минералогические, но также общегеологические, структурные, геохимические и генетические, чем и обусловлена необходимость их выделения в качестве самостоятельных единиц.

Геохимической особенностью рудопроявлений грейзено-молибденитового минерального типа является резкое преобладание молибдена над всеми другими рудными элементами (до образования монометальных молибденовых рудопроявлений). Из других элементов, фиксируемых обычно в качестве второстепенных во многих рудных точках, отмечается медь. Обычен парагенезис молибденита с пиритом. При этом количество последнего в рудах в большинстве случаев зависит от содержания железа в неизмененных вмещающих породах. Именно последние и явились, очевидно, источником железа, высвобождающегося из них в процессе метасоматического преобразования.

Характерной чертой рудопроявлений рассматриваемого минерального типа является их кустовое распределение в виде многочисленных сближенных, но обычно мелких рудных точек.

В качестве представителей грейзено-молибденитового минерального типа можно рассмотреть «Молибденовый шток» в рудном поле Калгутинского месторождения, участок Талицкого месторождения, рудопроявление г. Мунгун-Тайга и ряд других более мелких рудных точек. Естественно, что в связи с тесной пространственной ассоциацией рудных проявлений грейзено-молибденитового и кварцево-молибденитового минеральных типов, оба они затрагиваются в приведенных примерах.

«Молибденовый шток» Калгутинского месторождения представляет собой трубчатое тело мусковито-кварцевых грейзенов среди порфировидных гранитов (рис. 1 и 2), вытянутое в северо-восточном направле-

нии согласно с общей для рудного поля тектонической зоной (Баклаков, 1945) и крутым (60—65°) падением на юго-восток. Намечается общее склонение трубчатого тела к северо-востоку под углом 70°.

От грейзенового тела в порфировидные граниты отходят многочисленные «апофизы», в основном, того же северо-восточного простирания (грейзенизация проявляется преимущественно вдоль наиболее хорошо развитой в гранитах системы трещиноватости: простирание СВ 30—50°, падение ЮВ 50—80°). Контуры рудного тела с юго-востока и северо-запада в районе дайки гранит-порфира более или менее прямолинейные. Очевидно, дайка явилась своеобразным экраном для распространения грейзенизирующих растворов.

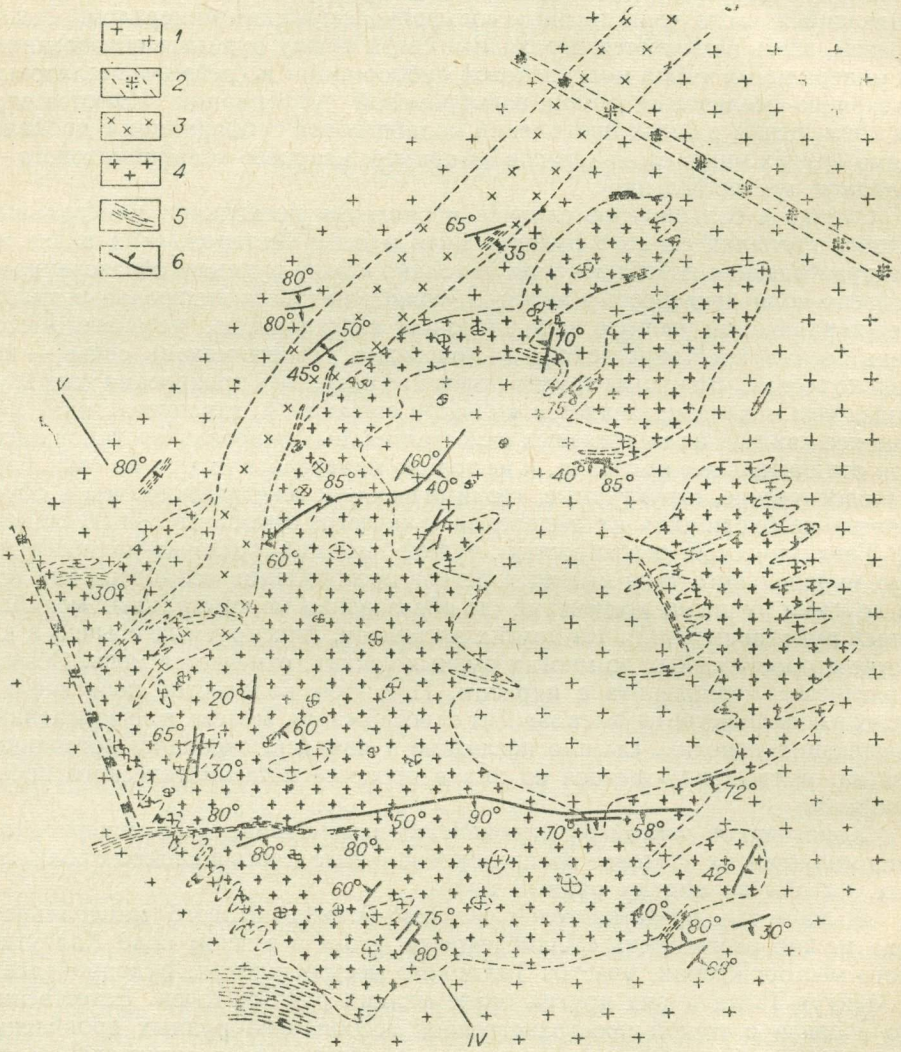


Рис. 1. Схема геологического строения участка «Молибденовый шток» (по данным Калгутинской ГРП):

1 — порфировидные биотитовые граниты; *2* — микрогранит-порфиры; *3* — гранит-порфиры; *4* — грейзеновое трубчатое тело; *5* — зона интенсивной трещиноватости и дробления; *6* — кварцево-рудные жилы; IV—IV — линия разреза.

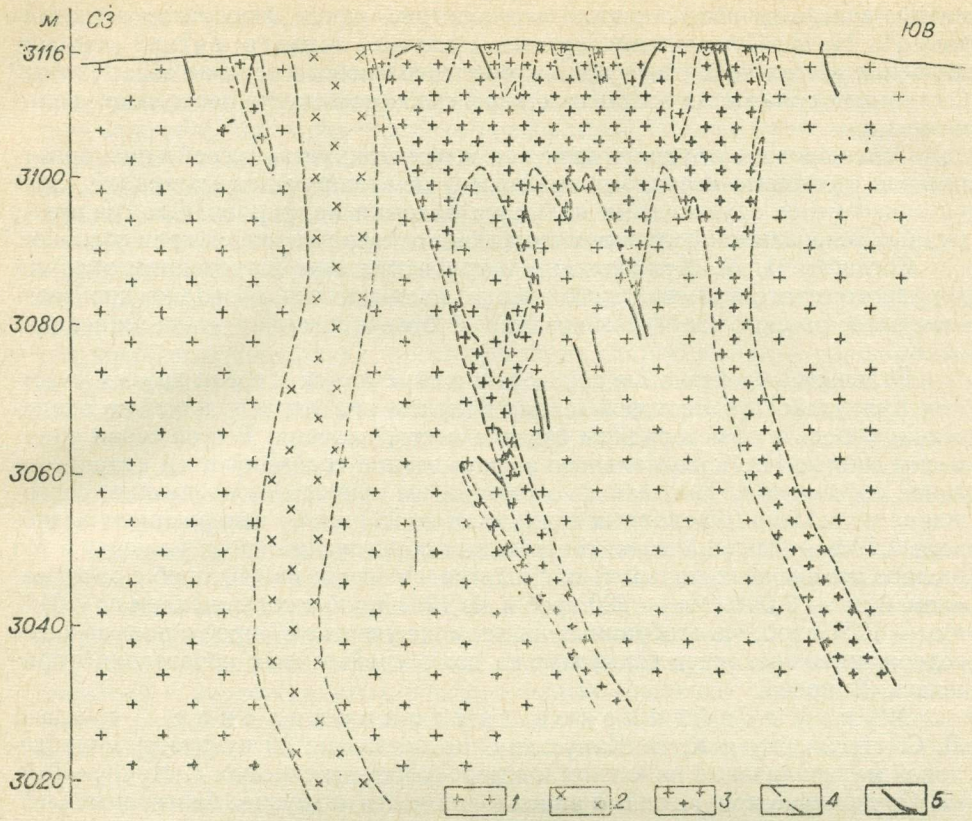


Рис. 2. Разрез через участок «Молибденовый шток» (по линии IV—IV):

1 — порфировидные биоттиовые граниты; *2* — гранит-порфиры; *3* — грейзеновое трубчатое тело; *4* — тектонические нарушения; *5* — кварцеворудные жилы.

В целом на поверхности грейзеновое тело имеет овальную форму и несет обильные реликты слабо грейзенизированных и неизмененных порфировидных гранитов (от 1 *см* до 6—9 *м* в поперечнике). С глубиной по отдельным размерам количество реликтов слабо измененных гранитов и их размеры увеличиваются, и грейзеновое тело фактически расщепляется на ряд относительно мелких жилообразных тел.

Анализ структурного положения грейзенового тела, его морфологии и особенностей, сохранившихся от замещения реликтов порфировидных гранитов, позволяет предполагать, что при формировании трубчатого тела значительную роль сыграли газовые прорывы в пределах тектонически ослабленного участка среди порфировидных гранитов. Процессы грейзенизации наиболее интенсивно затронули цементирующую массу трубчатого тела, представленную в основном тонко перетертым материалом вмещающих порфировидных гранитов. Обломки же этих гранитов подверглись метасоматозу в значительно меньшей степени, а наиболее крупные глыбы остались практически неизмененными. Грейзенизация обломков зачастую практически ограничивается только периферийной зоной, проникая внутрь по трещинкам.

В грейзеновом теле постоянно устанавливается вкрапленность молибденита, халькопирита, пирита и редко вольфрамита. Сульфиды иногда концентрируются в виде мелких прожилкообразных выделений и примазок по трещинкам. Реже встречаются кварцевые жилы с халькопиритом, молибде-

нитом, вольфрамитом, пиритом, мусковитом, иногда флюоритом и шеелитом. По Н. М. Кужельному, ортоклаз, альбит, топаз и рутил, устанавливаемые в этих кварцевых жилах, вне грейзенового тела не обнаружены. С глубиной количество кварцевых жил в грейзеновом теле несколько увеличивается.

Основная масса рудного вещества концентрируется в грейзенизированном (до мусковито-кварцевых грейзенов) цементирующем материале. Значительно менее оруденелыми являются обломки порфировидных гранитов; рудные минералы концентрируются здесь в основном по периферии обломков.

Согласно Н. М. Кужельному, в трубчатом теле встречаются обломки дорудного серого и темно-серого кварца, являющегося, очевидно, производным более раннего (до грейзенизации и брекчирования) этапа минерализации.

Отдельные грейзеновые образования отмечаются и среди других участков Калгутинского месторождения. В целом они играют довольно значительную роль в общем рудном балансе месторождения. В этой связи интересны данные Н. М. Кужельного о соотношении грейзенового и кварцевого типов оруденения. Так, для 2-го участка им приводится следующее содержание молибдена (в условных единицах): из 232 проб с содержанием молибдена 0,10% и выше на долю грейзеновых образований (сюда включен и Мо в слабо измененных породах) приходится 114 проб; из 440 проб с содержанием 0,04 — 0,09% Мо — 290 проб и из 1362 проб с содержанием до 0,04% Мо — 1057 проб. Из отобранных на этом же участке 87 проб с повышенным содержанием трехокиси вольфрама на долю грейзеновых образований пришлась 31 проба.

Мунгун-Тайгинское рудопроявление, согласно Л. С. Нусинсону и К. В. Капустину, представлено 20 пунктами молибденовой минерализации на южном и северо-западном склонах г. Мунгун-Тайга. Оруденение приурочено к апикальной части интрузива биотитовых (лейкократового облика) гранитов, прорывающего отложения ташантинской свиты верхнеживетского возраста, которые вблизи интрузива ороговикованы, а местами превращены в пироксеновые, пироксено-волластонитовые, амфиболо-пироксеновые и скаполито-пироксеновые скарны. В эндоконтактовой зоне интрузива развиты (в виде полосы до нескольких десятков метров) мелкозернистые аплитовидные граниты.

Оруденение представлено как невыдержанными по мощности часто ветвящимися и быстро выклинивающимися кварцевыми жилами и прожилками с гнездами пирита, «просечками» и мелкими гнездами молибденита, редкой мелкой вкрапленностью пирротина, галенита, сфалерита, так и участками грейзенизированных пород с неравномерной вкрапленностью молибденита, пирита, халькопирита, марказита и реже пирротина. Вкрапленное оруденение, занимающее в общем балансе рудопроявления ведущее место, развито, в основном, в аплитовидных гранитах эндоконтактовой зоны массива, а также в апофизах и дайках мелкозернистых гранитов среди ороговикованных пород. В последнем случае наиболее интенсивная вкрапленность (до сплошных гнезд) молибденита наблюдается в краевых частях апофиз, т. е. и здесь, но уже в микромасштабах, проявляется преимущественная приуроченность MoS_2 к эндоконтактовым зонам интрузивных тел. В участках слияния апофиз с массивом вкрапленность молибденита неравномерная и более убогая.

Аналогичную минерализацию несут и маломощные (1—3 *см*) кварцево-мусковитовые оторочки вдоль кварцевых жил. Отмечается преимущественное тяготение сульфидов к скоплениям мусковита.

В пункте № 10 молибденит в виде мелких разрозненных скоплений зафиксирован среди грейзенизированных пегматитовых жил.

Таким образом, среди многочисленных пунктов минерализации района г. Мунгун-Тайга можно найти представителей как грейзено-молибденитового, так и кварцево-молибденитового минеральных типов. При в общем пространственной сближенности всех рудных проявлений образования этих двух минеральных типов несколько разобщены. В то же время между ними, несомненно, существует как пространственная, так и генетическая связь, позволяющая рассматривать их в качестве производных единого в генетическом отношении рудного процесса.

Интересно, что в пунктах вольфрамовой минерализации, тяготеющих к экзоконтактовой зоне массива, доминирующую роль начинает играть шеелит. Содержание же молибдена здесь обычно не превышает сотых долей процента (при содержании WO_3 до 0,25%). Шеелит концентрируется в маломощных кварцевых прожилках, пронизывающих скарнированные породы останца кровли (пункт № 21), а также в виде редкой вкрапленности в скарнах (пункт № 22 и др.). Эти пункты вольфрамовой минерализации, также имеющие тесную связь с рассмотренными выше пунктами молибденовой минерализации, следует уже относить к проявлениям кварцево-шеелитового (по крайней мере, пункт № 21) и, возможно, грейзено-шеелитового (со спецификой проявления среди скарнов) минеральных типов.

Своеобразными среди проявлений молибденовой субформации являются образования, отмечаемые в пределах Тоштузекского интрузивного массива и выделенные ранее нами (В. А. Кузнецов и др., 1966) в качестве турмалино-арсенопиритового подтипа грейзено-молибденитового минерального типа. Здесь, в эндоконтактовой зоне массива (преимущественно среди аплитовидных и мелкозернистых порфировидных гранитов), в изобилии встречаются кварцево-турмалиновые образования изометричной (шарообразной) формы, размером по диаметру от первых сантиметров до 3—5 *м*. Меньше развиты кварцево-турмалиновые жилы.

В протолочках из кварцево-турмалиновых тел постоянно устанавливаются арсенопирит (обычно преобладающий), молибденит, флюорит и редко шеелит, касситерит и др. Эти же минералы в том или ином количестве встречаются во многих разновидностях пород массива. Повышенные количества их обычно характерны для аплитовидных гранитов эндоконтактовой зоны и особенно для альбитизированных разностей.

В северо-западном эндоконтакте Тоштузекского массива широко распространены кварцево-турмалиновые тела с наложенной молибденито-арсенопиритовой минерализацией, фиксирующие тектонически ослабленную зону. Преобладающим рудным минералом здесь является арсенопирит, образующий обильную гнездовую вкрапленность среди кварцево-турмалиновых тел и более редкую вкрапленность во вмещающих их осветленных гранитах. Молибденит встречается в виде редких мелких чешуек в кварце и арсенопирите. На отдельных участках установлены единичные зерна касситерита, топаза, шеелита и др.

Мелкие тела грейзенов, обычно существенно кварцевого состава, несущие в том или ином количестве турмалин и редкую вкрапленность молибденита, арсенопирита и других минералов, встречаются и в эндоконтактовой зоне Юстыдского массива. Однако здесь молибденит (в ассоциации с пиритом, реже халькопиритом и арсенопиритом) чаще устанавливается в грейзеновых образованиях, содержащих обильную вкрапленность флюорита. Как и в случае Тоштузекского массива, наблюдается преимущественное тяготение грейзеновых образований с молибденитом к лейкократовым разностям гранитов (особенно в апикальных частях).

Редкая вкрапленность молибденита была отмечена нами в слаборазвитых метасоматических проявлениях Атуркольского интрузивного массива, образующих мелкие неправильной формы тела вдоль трещин отдельности

в биотитовых порфировидных гранитах эндоконтакта. Молибденит здесь зафиксирован среди агрегатов мусковита, развивающихся по альбитизированным калишпатовым образованиям.

Грейзенизированные участки пород с молибденитом отмечаются и среди четвертого крупного массива позднегерцинского комплекса батолитовых гранитов юго-восточной части Горного Алтая — Калгутинского. Однако в целом проявления минерализации грейзено-молибденитового минерального типа распространены более среди интрузивных массивов северо-запада Горного Алтая (Талицкий, Майорский, Синюшинский, Саввушинский массивы). Вместе с тем и здесь имеются «слабо молибденоносные» массивы. К таковым, в частности, может быть отнесен Белокурихинский массив, в пределах которого, несмотря на довольно-таки значительное развитие грейзеновых образований, рудопроявления грейзено-молибденитового минерального типа практически отсутствуют. С некоторой долей условности сюда можно отнести отдельные части западного участка рудопроявления кл. Демидова, представленного мощной (местами до 300 *м*) зоной грейзенизированных пород с широким развитием кварцево-слюдистых образований, в которых фиксируется вкрапленность молибденита, висмутина, шеелита, пирита. Исходя из соотношения молибденита и шеелита, этот участок в целом скорее следует, очевидно, относить к образованиям грейзено-шеелитового минерального типа.

Обильная мелкая вкрапленность молибденита характерна для грейзеновых оторочек кварцево-вольфрамитовых жил Осокинского месторождения. Наряду с молибденитом в околожильных грейзенах отмечаются незначительное количество висмутина, пирита и редкие зерна вольфрамита и шеелита.

Наиболее широко рудопроявления грейзено-молибденитового типа проявлены в пределах южной части Талицкого интрузивного массива, где зафиксировано несколько десятков подобных рудных точек (Каракольская, Талицкая, уч. верховья р. Белая, г. Пимы и др.), приуроченность преимущественно к грейзенизированным (мусковитизированным) аплитовым дайкам, лейкократовым и аплитовидным гранитам апикальных частей массива.

Рудопроявление верховья р. Белая (в 2 *км* к западу от Бащелакского озера) представлено довольно густой вкрапленностью молибденита, реже пирита и халькопирита, а также кристаллами турмалина среди метасоматически измененных аплитовидных гранитов и аплитов. С перерывами минерализация прослежена на расстоянии до 2 *км*.

Редкая вкрапленность молибденита отмечена в мусковитизированных и местами окварцованных аплитовых дайках в районе верховьев рек Плесовчиха, Драничная, ключей Кашперелок, Березовый и др., г. Пимы. Наряду с молибденитом, в аплитах фиксируется вкрапленность пирита.

В пределах Талицкого месторождения, наряду с кварцево-молибденитовыми жилами, встречаются участки развития турмалинизированных аплитов с вкрапленностью молибденита, пирита и халькопирита. Эти аплитовые дайки пересекаются тонкой сетью кварцевых жилок с молибденитом, висмутином, пиритом, халькопиритом, флюоритом, мусковитом, турмалином. Характерно, что в пределах Талицкого месторождения встречаются и кварцево-вольфрамитовые жилы. При этом основная масса вольфрамита пространственно отделена от молибденита (кварцево-молибденитовые жилы тяготеют к западному флангу месторождения). Таким образом, здесь имеет место совмещение минеральных образований трех минеральных типов: грейзено-молибденитового, кварцево-молибденитового и кварцево-вольфрамитового.

Если проанализировать данные А. В. Кривчикова и Н. П. Пахарукова, проводивших поисково-съемочные работы в южной части Талицкого мас-

сива (район Бащелака), то видно, что большинство точек с молибденитовой минерализацией тяготеет к гипсометрически повышенным участкам рельефа (вершины гор, верховья рек и ключей).

К участкам развития аплитовидных и лейкократовых гранитов в апикальных зонах приурочена вкрапленность молибденита, реже неправильные прожилкообразные выделения кварца с молибденитом и в пределах других «молибденоносных» интрузивных массивов: Саввушинского, Майорского, Синюшинского. В рудопроявлениях Саввушинского и Синюшинского массивов с молибденитом часто ассоциирует пирит, а для рудопроявления верховья кл. Рубежного (Майорский массив) характерна ассоциация молибденит + халькопирит. Редкая вкрапленность молибденита в пределах указанных интрузивных массивов отмечается и среди метасоматически измененных аплитовых даек. Из других рудных минералов с молибденитом в последних случаях ассоциирует только пирит, да и то зачастую в очень незначительном количестве. Присутствие пирита во многих случаях определяется наличием местного источника железа и возможностью вовлечения его в гидротермальный процесс.

Кварцево-молибденитовый минеральный тип. По сравнению с предыдущим среди рудных образований этого типа чаще отмечаются более крупные скопления рудного вещества.

Резко выраженной приуроченности рудных тел к участкам развития лейкократовых пород здесь уже не наблюдается. Часто встречаются кварцевые жилы среди биотитовых порфировидных гранитов. Однако и здесь отмечается преимущественное тяготение рудных образований к эндоконтактовым и особенно апикальным частям интрузивных массивов. Реже отмечается «выход» кварцевых жил в экзоконтактовую зону.

Рудные минералы, среди которых (кроме молибденита, пирита и халькопирита, характерных для грейзено-молибденитового минерального типа) все чаще встречается висмутин, отмечаются как непосредственно среди жильного выполнения, так и в грейзеновой оторочке вдоль кварцевых жил. В последней фиксируются преимущественно молибденит и пирит, т. е. минералы, наиболее типичные для рассмотренного выше минерального типа. Висмутин здесь встречается относительно редко. Несколько увеличивается его роль в кварцевых жилах экзоконтакта.

Рудная минерализация в кварцевых прожилках полностью отвечает таковой в полях грейзеновых образований. При этом в непосредственной близости от прожилков грейзены зачастую лишены рудных минералов. Все это свидетельствует о заимствовании рудного вещества жильного выполнения из грейзеновых образований. Естественно, что наиболее обогащенными бывают кварцевые прожилки, залегающие среди метасоматитов, несущих повышенное количество рудных минералов.

В кварцевых жилах, как и в грейзенах, молибденит обычно ассоциирует с пиритом, халькопиритом, мусковитом и реже с полевыми шпатами и др. Молибденит концентрируется по трещинкам (часто субпараллельно и кулисообразно расположенным) в жильном кварце или же вдоль зальбандов кварцевых жил. В последнем случае особенно часто молибденит концентрируется среди скоплений мусковита. Локализуясь по трещинам среди кварца, молибденит обычно тесно ассоциирует с мелкозернистым переотложенным кварцем, окрашивая его в темно-синий цвет. Подобная ассоциация молибденита с мелкозернистым кварцем вообще очень характерна для кварцево-молибденитовых жил и других рудных формаций (Сотников, 1958). Молибденит здесь, как и кварц, также, по-видимому, является переотложенным минералом.

Значительно реже встречаются «сухие» примазки молибденита по плоскостям трещиноватости в гранитах, более характерные для месторождений

медно-молибденовой рудной формации субвулканического типа (Шахтаминское месторождение и др.).

Геохимический спектр рудных образований кварцево-молибденитового минерального типа по сравнению с образованиями грейзено-молибденитового типа усложняется практически постоянным присутствием висмута и несколько возрастающей ролью вольфрама. В то же время относительно снижается доля редких элементов, вообще более характерных для грейзенов.

Кварцевые жилы, характеризующиеся часто плохой выдержанностью, сопровождаются грейзеновыми оторочками. В последних фиксируются те же минеральные ассоциации, что и в жилах, однако соотношения между минералами сдвигаются в сторону резкого преобладания пирита и иногда молибденита. Значительно сокращается роль висмутина, который здесь встречается только в виде единичных зерен. Вдоль зальбандов некоторых кварцевых жил фиксируются плохо развитые слюдяные оторочки, к которым часто и приурочены скопления молибденита.

В целом, как это видно из приводимых ниже примеров, между рудными образованиями кварцево-молибденитового и грейзено-молибденитового минеральных типов существуют многочисленные сходства, что и позволяет объединять их в единую молибденовую субформацию.

Каракольское месторождение было открыто и впервые изучено В. А. Кузнецовым (1941). Впоследствии оно изучалось А. И. Александровым (1947), В. А. Золотаревым, Я. А. Косалсом, В. И. Сотниковым

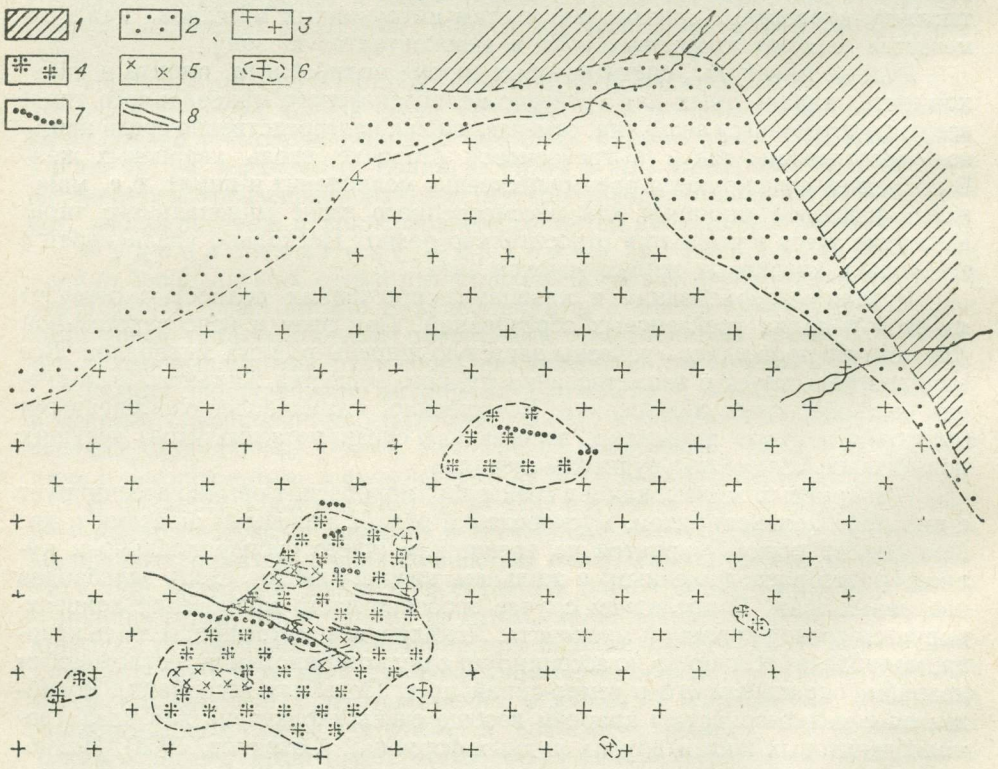


Рис. 3. Схема геологического строения Каракольского месторождения (по данным ГРП):

1 — хлоритизированная песчано-сланцевая толща; *2* — роговики; *3* — «двуслюдяные» граниты (с преобладанием биотита); *4* — «двуслюдяные» граниты (с преобладанием мусковита); *5* — «мусковитовые» граниты; *6* — мелкозернистые «двуслюдяные» граниты; *7* — дайки аплитов и лейкократовых гранитов; *8* — кварцевые жилы.

и др. Представлено месторождение серией крутопадающих субширотных кварцевых жил, мусковитизированных и турмалинизированных аплитовых даек, в различной степени мусковитизированных (местами турмалинизированных) гранитов эндоконтактовой зоны Талицкого интрузивного массива (рис. 3). Реже кварцевые жилы встречаются в породах экзоконтакта.

Рудные минералы в виде рассеянной среди серого и светло-серого крупнозернистого друзовидного кварца вкрапленности молибденита, висмутина, пирита, халькопирита, акцессорных берилла, шеелита и других редких минералов тяготеют преимущественно к жилам эндоконтактовой зоны.

Кварцевые жилы сопровождаются зонами грейзенизации, наиболее отчетливо проявленными при локализации жил среди слабо измененных биотитовых гранитов. При этом внешняя метасоматическая зона в минералогическом (да и в геохимическом) отношении близка участкам интенсивно мусковитизированных гранитов.

Как околожильные грейзеновые образования, так и «двуслюдяные» граниты несут редкую вкрапленность рудных минералов, распределение которых в различных метасоматитах поясняет табл. 4. В этой же таблице приведены данные, отражающие эволюцию других акцессорных минералов, характерных для метасоматических образований месторождения.

Таблица 4

Содержание акцессорных минералов (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях Каракольского месторождения

Минерал	Вмещающая порода					
	Гранит			Околожильный грейзен		
	биотитовый	«двуслюдяной» с преобладанием биотита	«двуслюдяной» с преобладанием мусковита	«мусковитовый» гранит	калишпатизированный и альбитизированный гранит	кварцево-мусковитовый грейзен (с калишпатом)
Магнетит	86,0	80,0	12,2	14,8	63,4	16,2
Мартит	—	—	—	е. з.	—	—
Ильменит	495,0	295,0	—	—	310,0	98,0
Рутил	10,8	3,0	е. з.	е. з.	е. з.	2,7
Апатит	99,8	38,7	317,0	265,0	52,8	6165,0
Ксенотим	7,2	3,0	е. з.	—	10,5	2,65
Циркон	10,8	3,0	2,0	е. з.	10,6	13,1
Ортит	—	е. з.	—	—	е. з.	12,6
Торит	е. з.	0,5	е. з.	—	»	е. з.
Флюорит	»	е. з.	2,0	3,7	»	280,3
Гранат	12,6	»	530,5	368,0	21,14	5,25
Турмалин	7,9	»	е. з.	е. з.	е. з.	10,0
Эпидот	—	—	22,3	—	—	—
Диопсид	—	—	—	е. з.	—	—
Пирит	5,4	е. з.	6,0	142,6	31,7	294,0
Халькопирит	—	—	—	е. з.	—	—
Сфалерит	—	—	—	»	—	1,8
Шеелит	—	—	—	—	—	2,6

При исследовании Каракольского месторождения В. А. Кузнецовым, впервые в Горном Алтае, было обращено внимание на «красноцветное» изменение пород вблизи кварцево-молибденитовых жил (развитие шеелита и субмикроскопических выделений Fe_2O_3 за счет разложения полевых шпатов). Впоследствии подобное «покраснение» было зафиксировано и на некоторых других молибденовых месторождениях Горного Алтая (Мульчихинское месторождение, около молибденитовых жил).

Красногорское месторождение (обнаружено в 1941 г. М. А. Лупповым; изучалось А. И. Александровым, М. А. Амосовым, Р. А. Котляровым и др.) представлено кварцевыми жилами с редкой вкрапленностью молибденита и висмутина, приуроченных к телу грейзенизированных гранитов среди поля «двуслюдяных» порфировидных гранитов (рис. 4).

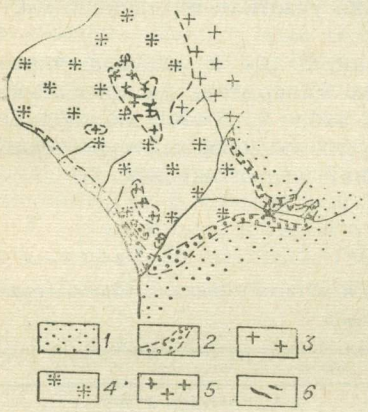


Рис. 4. Схема геологического строения Красногорского месторождения (по М. А. Аносову, Р. А. Котлярову и др.):

1 — песчаники; *2* — роговики; *3* — биотитовые граниты; *4* — «двуслюдяные» граниты; *5* — грейзенизированные граниты лейкократового облика; *6* — кварцевые жилы.

Кроме указанных рудных минералов в кварцевых жилах иногда отмечаются мусковит, полевые шпаты и турмалин. В одной из жил, локализующейся на границе биотитовых гранитов и их мусковитизированных («двуслюдяных») разностей, наряду с молибденитом, зафиксирована вкрапленность пирита, халькопирита, гематита и магнетита. Относительно широкое развитие минералов железа именно в этой жиле объясняется, по-видимому, ее близостью к породам, содержащим в заметном количестве биотит, который и мог явиться одним из источников железа.

В рудах несколько повышена роль висмутина, что позволило А. И. Александрову назвать Красногорское месторождение даже молибдено-висмутовым.

Кураганское месторождение, открытое в 1936 г., изучалось В. А. Кузнецовым (1938) и И. С. Цейклиным. Месторождение расположено на северном склоне Катунских Альп в апикальной части одного из гранитоидных массивов Кураганской группы, прорывающих и метаморфизующих зелено-фиолетовую толщу глинистых сланцев и песчаников (до кварцево-слюдяных сланцев и биотитовых роговиков). Мелкие штоки группы, по всей вероятности, являются апикальными выступами слабо эродированного крупного батолита. К одному из таких штоков, сложенных биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами и рассеченных дайками аплита, и приурочены кварцевые жилы северо-восточного простирания, локализующиеся преимущественно в интрузивных образованиях (рис. 5). Отмечается приуроченность жил к трещинам отдельности в гранитоидах, реже жилы встречаются в субмеридиональных зонах смятия.

Жилы сложены светло-серым и молочно-белым кварцем со слюдяными оторочками в зальбандах и редкой вкрапленностью светло-зеленой слюды в жильной массе. Жилы сопровождаются зонами околожильных грейзенов кварцево-слюдистого состава. Аналогичные грейзеновые образования в виде небольших линзообразных пятен встречаются и среди слабо грейзенизированных гранитов массива.

Молибденит концентрируется как в жильном кварце, где, наряду с вкрапленностью, образует кулисообразно расположенные полосы (шириной до 2 *см* при длине около 1 *м*), так и среди околожильных кварцево-слю-

дистых грейзенов. В последних молибденит обычно тяготеет к скоплениям слюды. Молибденит часто сопровождается пиритом, а в кварцевых жилах — халькопиритом. Редкая вкрапленность молибденита наблюдается также среди грейзенизированных гранитов и аплитов. Из других рудных минералов в незначительном количестве отмечены висмутин, тетрадимит, виттихенит и гематит. Висмутовые минералы более характерны для кварцевых жил (с агрегатами лучистого турмалина), локализованных среди роговиков. Молибденит в последних жилах встречается реже. В грейзенизированных породах установлены единичные зерна шеелита.

В. А. Кузнецовым (1938) для месторождения отмечены элементы вертикальной зональности. Если на нижних горизонтах минеральный состав руд проще и выдержаннее, а грейзенизация вмещающих пород проявлена интенсивнее, то для гипсометрически выше расположенных участков характерен уже более разнообразный минеральный состав жил при меньшем проявлении метасоматических процессов.

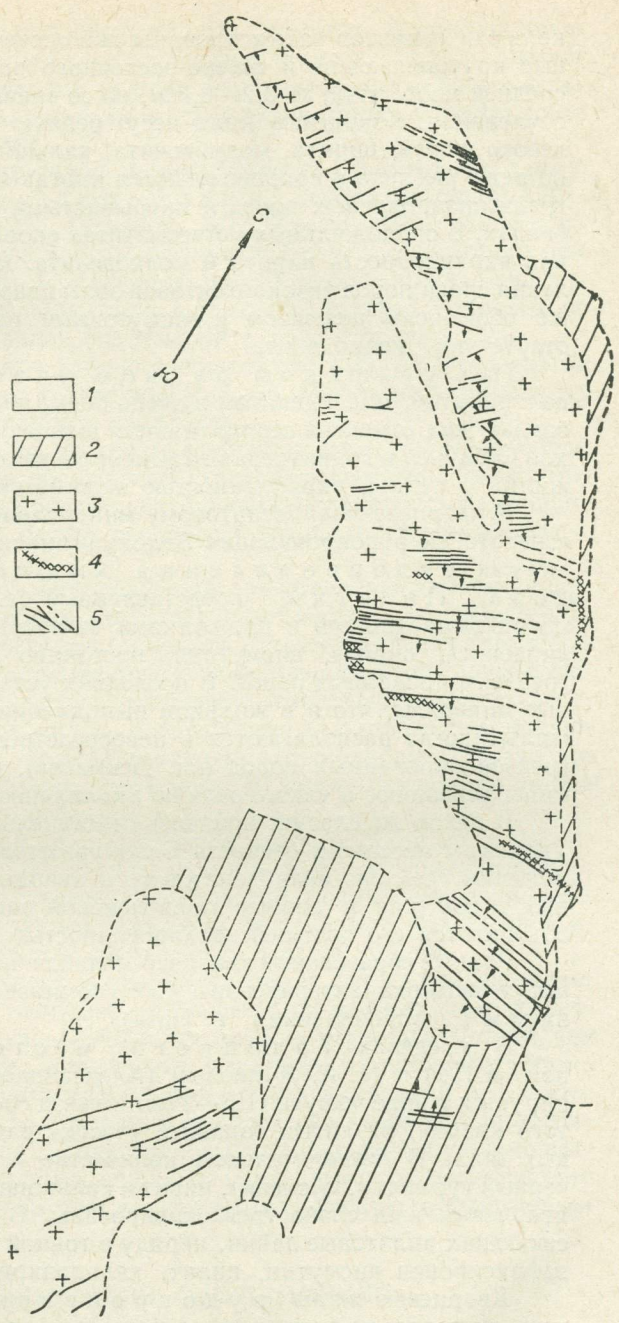


Рис. 5. Схема геологического строения Кураганского молибденового месторождения (по В. А. Кузнецову и И. С. Цейклину):

1 — четвертичные отложения; *2* — ороговикованная песчано-сланцевая толща; *3* — граниты; *4* — дайки аплитов; *5* — кварцевые жилы.

Холодно-Гольцовское рудопроявление (участок кл. Молибденовый), как и прилегающие к нему другие рудные участки западной части Катунских Альп — Сугашский, Кокошсинский, Тихо-Собачинский, открыто в 1937 г. М. С. Баклаковым (1938). Впоследствии рудопроявление изучалось К. Д. Нешумаевой и В. П. Студеникиным. На участ-

ке среди гранитов зафиксированы две системы кварцевых жил: субширотные крутопадающие и северо-восточного простирания пологозалегающие, средней мощностью до 0,2—0,3 *м*, но со значительными раздувами в местах сочленения. Кварцевые жилы несут редкую вкрапленность мусковита, полевого шпата, пирита, молибденита, халькопирита, висмутина, значительно реже шеелита и сопровождаются иногда маломощными (до 5 *см*) зонами грейзенизированных пород и прерывистыми оторочками мусковита в зальбандах. В околожильных метасоматитах спорадически устанавливается мелкая вкрапленность пирита и молибденита. В других участках рудопроявления среди пород экзоконтактовой зоны кварцевые жилы значительно больше обогащены шеелитом и висмутовыми минералами при практическом отсутствии молибденита.

На Сугашском рудном участке встречены свалы кварца с пиритом, молибденитом и очень редко висмутином и шеелитом. В зальбандах жил отмечена серицитизация вмещающих пород. В вершине р. Тихой Собачьей в гранитоидах зафиксированы тонкие (до 1 *см*) кварцевые прожилки с редкой вкрапленностью молибденита.

К кварцево-молибденитовому минеральному типу могут быть отнесены и некоторые рудопроявления Белокурихинского интрузивного массива, такие как рудопроявления ключей Амбарчик, Демидова, Пологий, представленные редкими (обычно маломощными) кварцевыми жилами и прожилками со спорадической вкрапленностью молибденита, пирита, висмутина, постоянно сопровождающимися зонками грейзенизированных пород. В последних устанавливаются те же самые рудные минералы, что и в жильном выполнении. Пространственно кварцевые жилы иногда располагаются в непосредственной близости от мощных зон грейзенизированных пород (кл. Демидова), несущих аналогичную рудную минерализацию, а также редкую вкрапленность шеелита.

В целом же следует признать относительную, по сравнению с соседним Талицким массивом, бедность Белокурихинского массива рудными проявлениями грейзено-молибденитового и кварцево-молибденитового минеральных типов (как и вообще молибденовой минерализации), что, очевидно, объясняется его большей эродированностью.

Рудные образования кварцево-молибденитового типа Талицкого массива могут быть охарактеризованы уже упоминавшимся Талицким месторождением и рудопроявлением г. Пимы.

В пределах Талицкого месторождения, обнаруженного в 1941 г. М. А. Лупповым (Александров, 1947), молибденит концентрируется в виде чешуек (1,5—2 *см*) и гнезд среди жил белого крупнозернистого кварца, развитых западнее участка развития кварцево-вольфрамитовых жил. В незначительном количестве в этих жилах устанавливается черный турмалин, мусковит, пирит и халькопирит. Вмещающие породы вдоль кварцевых жил слабо грейзенизированы. В кварцевых прожилках, пересекающих аплитовые дайки, наряду с тонкой вкрапленностью молибденита, зафиксирован висмутин, пирит, халькопирит.

Кварцевые жилы рудопроявления г. Пимы несут мелкую, но довольно густую вкрапленность молибденита. Молибденит преимущественно приурочен к зальбандам жил. Кроме молибденита, в жилах отмечен пирит и эпидот.

Мелкие кварцевые прожилки и жилы, содержащие рассеянную вкрапленность молибденита, пирита и реже халькопирита, постоянно отмечаются в полях развития грейзеновых образований южной части Талицкого массива.

Караалахинское рудопроявление (Калюжный, 1963) представлено серией кварцевых жил в среднем течении р. Кара-Алах восточной части Катунских Альп, залегающих среди сланцев экзоконтак-

товой зоны массива биотитовых порфировидных гранитов. Мощность кварцевых жил возрастает при приближении к массиву и достигает 1 *м*. Молибденит, являющийся преобладающим рудным минералом, приурочен к зальбандам жил. Из других рудных минералов установлены пирит и (реже) вольфрамит, халькопирит и шеелит.

Неясной остается формационная принадлежность Ак-Кемского молибденового месторождения северного склона Катунских Альп (Нехорошев, 1925; Падуров, 1927; Хруст, 1937; Кузнецов, 1938), имеющего связь с гранитоидным массивом г. Белуха, от которого оно удалено на 2 *км*. Согласно В. А. Кузнецову (1938), аналогичного типа рудопроявление рч. Ак-сюк располагается в непосредственной близости от материнского массива, в пределах его экзоконтактового ореола.

Магматические образования района сопоставлялись В. А. Кузнецовым с образованиями змеиногорского комплекса. К. Д. Нешумаева относит их к предсилурийскому интрузивному комплексу.

Ак-Кемское месторождение по своим особенностям выделяется среди рассмотренных выше рудных образований кварцево-молибденитового минерального типа, несколько приближаясь к Холодно-Гольцовскому рудопроявлению (особенно к участку, расположенному в экзоконтактовой зоне массива).

Рудные тела Ак-Кемского месторождения представлены тонкими кварцевыми жилами сложного строения, которые состоят из пачек тонких и мельчайших кварцевых жил, прожилков, линзочек и чечевиц, пропитывающих по зонам смятия вмещающие окремненные и пиритизированные сланцы. Основным рудным минералом является молибденит, тяготеющий преимущественно к зальбандам кварцевых жилок. В ассоциации с молибденитом наблюдается пирит и реже шеелит. Тонкая вкрапленность молибденита устанавливается и в измененных сланцах вдоль жил. В жилах отмечается также карбонат и изредка светлая слюда.

Однотипным с Ак-Кемским месторождением, по В. А. Кузнецову (1938), является рудопроявление рч. Кокош-су на южном склоне г. Белуха. Рудопроявление представлено полосой приуроченных к зоне дробления среди глинистых сланцев кварцевых жил и линз с молибденитом, концентрирующимся в зальбандах совместно со светлой слюдой.

Не исключено, что Ак-Кемское месторождение и другие рудопроявления этого района являются наиболее удаленными от материнского интрузива представителями кварцево-молибденитового минерального типа, чем и обусловлены их особенности, в частности характер околожильных изменений. Интересно, что по характеру околожильных изменений эти месторождения имеют много общего с рудными провинциями кварцево-шеелитового минерального типа (напр., Токаревское месторождение, рудопроявление г. Седло), также являющиеся наиболее удаленными от материнского интрузива представителями, но уже другой (вольфрамовой) субформации.

Вольфрамовая субформация

Вольфрамовая субформация, объединяющая три минеральных типа: грейзено-шеелитовый, кварцево-шеелитовый и кварцево-вольфрамитовый — представлена гораздо большим количеством рудопроявлений и месторождений, чем молибденовая. Рудным образованиям вольфрамовой субформации по существу принадлежит доминирующее положение в ряду всех проявлений молибдено-редкометально-вольфрамовой формации Горного Алтая. Именно вольфрам является определяющим среди всех других элементов формации.

Грейзено-шеелитовый минеральный тип (участки грейзенизированных пород с рассеянной вкрапленностью шеелита). В генетическом отношении грейзено-шеелитовый минеральный тип близок к уже рассмотренному выше грейзено-молибденитовому. Однако, если рудные образования грейзено-молибденитового типа приурочены в основном к аплитовидным и лейкократовым гранитам эндоконтактовых зон интрузивных массивов (преимущественно апикальные части, купола), то месторождения и рудопроявления грейзено-шеелитового типа развиты как в эндо-, так и в экзоконтактовых зонах. Вмещающими для них являются, наряду с гранитоидами, и метаморфизованные песчано-сланцевые породы. Связь с породами лейкократового облика, так характерная для рудных образований грейзено-молибденитового минерального типа, здесь не устанавливается. Скорее наоборот, намечается тяготение грейзено-шеелитовых проявлений к породам, несколько обогащенным кальцием, что, по-видимому, обусловлено возможностью заимствования кальция из вмещающих пород и связыванием его в форме шеелита.

Рудные образования грейзено-молибденитового типа в генетическом отношении ближе стоят к проявлениям грейзено-редкометального типа, чем к месторождениям и рудопроявлениям грейзено-шеелитового.

Особо благоприятными для формирования месторождений и рудопроявлений грейзено-шеелитового типа (как грейзено-молибденитового и грейзено-редкометального) являются куполовидные структуры, перекрытые экранирующими толщами. В распределении оруденения в пределах отдельных месторождений и рудных тел, кроме дизъюнктивных структур, значительную роль играют физико-механические особенности вмещающих пород (в частности, пористость). Влияние пористости (а точнее, проницаемости) особенно велико при локализации оруденения в экзоконтактовой зоне интрузивных массивов, где, в зависимости от их проницаемости, породы могут выступать как рудолокализующие или как рудоэкранирующие. Не меньшее значение имеют и химические особенности вмещающих пород, особенно в случае интенсивного проявления метасоматических процессов, приводящих к заметному перемещению вещества пород.

Анализ влияния пористости на локализацию вольфрамового оруденения в пределах участка с. Спорная Казанцевского месторождения и в линзах гидротермально измененных песчаников Токаревского месторождения показал, что наиболее благоприятными (при прочих равных условиях) для концентрированного рудоотложения являются участки пород с пониженной пористостью, находящиеся в поле грубо-пористых пород, через которые возможно более или менее свободное просачивание рудных растворов. При отсутствии подобных участков-концентраторов компоненты раствора, очевидно, рассеются, и тогда, при наличии хорошо выраженного ореола рассеяния, не будет повышенных скоплений рудного вещества. Таким образом, здесь зафиксирована та же зависимость, которая ранее была подмечена нами для ртутного оруденения (Сотников и др., 1961). Однако в последнем случае, где мы имеем дело с растворами, проходящими значительно большие расстояния от рудоподводящих каналов, это влияние пористости (проницаемости) на локализацию оруденения сказывается более отчетливо.

Характерной геохимической особенностью рудных образований грейзено-шеелитового типа является резкое преобладание вольфрама над молибденом. В большинстве случаев шеелит (иногда совместно с пиритом) является практически единственным рудным минералом. Следует отметить, что подобная мономинеральность, исключая пирит, характерный для всех минеральных типов, вообще типична для рудных образований грейзеновых минеральных типов.

Значительно реже в рудах отмечаются халькопирит, висмутин, молибденит и вольфрамит. Если висмутин и отчасти халькопирит более характер-

ны для рудных образований экзоконтактовых зон, то молибденит и особенно вольфрамит, наоборот, чаще встречаются среди месторождений и рудопроявлений, локализующихся непосредственно в породах интрузивных массивов. В целом, однако, роль всех этих минералов в общем рудном балансе проявлений рассматриваемого минерального типа ничтожна.

Распределение шеелита в рудах вкрапленное и реже гнездовое (но размер гнезд обычно не превышает первых миллиметров). Представленный тонкозернистой разностью шеелит часто трудноразличим макроскопически. Поэтому при изучении руд месторождений грейзенового типа широко должен использоваться люминесцентный анализ. При этом нужно учитывать возможность встречи очень слабо люминесцирующего и нелюминесцирующего шеелита. Именно подобный шеелит был встречен нами в одной из зон грейзенизированных гранит-порфиров района Мульчихинского месторождения. Этот шеелит, несмотря на его довольно высокое содержание в искусственном шлихе, вполне мог быть пропущен при беглом осмотре грейзеновой зоны.

При оценке месторождений грейзено-шеелитового типа, помимо других факторов, следует учитывать нередко отмечающееся крайне неравномерное распределение шеелита, что требует более углубленного изучения рудных проявлений данного типа. Здесь значительное внимание, наряду с выявлением региональных рудоконтролирующих факторов, должно быть уделено условиям локализации и распределения оруденения в пределах самих рудных участков (с широким использованием новейших физических методов исследования), а также детальным минералого-геохимическим исследованиям с целью установить возможную комплексность оруденения.

Вопрос о возможности экономического использования оруденения, связанного с измененными гранитоидами, в последнее время широко ставится в литературе. В частности, альбитизированные и грейзенизированные граниты рассматриваются как возможный источник целого ряда редких земель и элементов (Шендерова и др., 1958, Беус, Ситнин, 1959; Некрасов, 1960; Беус и др., 1962, и др.). Р. М. Константинов (1955) описал для Забайкалья грейзеновый тип оловянного оруденения, представленный рассеянным касситеритом в экзоконтактах гранитов и в измененных оторочках кварцевых жил. При этом кварцевые жилы сопровождаются оловосодержащими оторочками преимущественно в местах пересечения последними измененных пород экзоконтактов гранитов.

Грейзено-шеелитовый тип оруденения Горного Алтая имеет очень много общего с описанным Р. М. Константиновым оловянным оруденением. Здесь также наиболее перспективными участками являются зоны грейзенизированных пород экзоконтактов гранитоидных массивов. К числу подобных в первую очередь может быть отнесен участок с. Спорная Казанцевского месторождения, где шеелит концентрируется в измененных песчаниках под экранирующими сланцами.

Грейзеновый тип вольфрамового (шеелитового) оруденения устанавливается и непосредственно среди интрузивных пород, преимущественно в эндоконтактовой части массивов (Шинокское и Быстрянское месторождения, участок грейзенизированных гранит-порфиров района Мульчихинского месторождения и др.).

Заслуживают внимания и широко развитые во многих позднегерцинских гранитоидных массивах участки мусковитизированных гранитов (так называемые «двуслюдяные» и «мусковитовые» граниты), приуроченные преимущественно к зонам повышенной трещиноватости (проницаемости). Представлены они обычно линейно вытянутыми зонами, прослеживающимися по простиранию с некоторыми перерывами до первых десятков километров

при мощности от десятков и сотен метров до 1—2 *км*. Подобные зоны, в частности, выявлены в пределах Белокурихинского массива.

Проведенное нами опробование ряда зон мусковитизированных гранитов Белокурихинского массива показало повсеместное присутствие в них вольфрама в количествах, часто в десятки раз превышающих кларковые его содержания. Выделяются отдельные участки со значительно повышенным содержанием вольфрама. Минералогическим анализом в искусственных шлихах мусковитизированных гранитов шеелит установлен в виде мелких зерен. Измененные разности гранитов, несущие повышенные количества вольфрама, могут рассматриваться в качестве индикаторов при оценке вольфрамоносности интрузивных массивов. Участки мусковитизированных гранитов должны быть тщательно исследованы и на предмет возможного скопления в них рудных компонентов (особенно вольфрама).

Оценивая рудные участки грейзенового типа, необходимо постоянно иметь в виду, что руда — понятие экономическое, тесно связанное с уровнем технической оснащенности горнодобывающей и обрабатывающей промышленности. С этой точки зрения измененные породы, концентрирующие часто (хотя и при невысоком содержании) значительные запасы вольфрама, в будущем могут представлять несомненный интерес и, возможно, явятся одним из важнейших промышленных типов (особенно в случае комплексности руд).

Несомненный интерес представляют, одновременно с измененными гранитами интрузивных массивов Центрального и Северо-Западного Алтая (районы Осокинского, Устаурихинского, Каракольского, Казандинского и других месторождений), широко проявленные в восточной части Катунских Альп двуслюдяные граниты (Айталиев, 1956; Калюжный, 1963, и др.).

Шинокское месторождение, открытое в 1951 г. и в разное время изучавшееся А. И. Александровым, В. И. Сотниковым и другими исследователями, расположено в эндоконтактовой зоне Талицкого массива, сложенной биотитовыми гранитами и гранодиоритами в периферических частях с широким развитием гранит-порфировых и аплитовых даек. Оруденение двух типов: зоны грейзенизированных и мусковитизированных гранитов и относительно редкие мелкие кварцевые жилы. Наиболее мощная зона грейзеновых образований прослежена на 90 *м* в северо-западном направлении и имеет мощность до 8—10 *м*, в северо-западной части зона расщепляется на ряд мелких, быстро выклинивающихся полос. Сложена зона преимущественно относительно слабо грейзенизированными гранитами с неправильными телами кварцево-мусковитовых грейзенов в участках повышенной трещиноватости. Аналогичные грейзеновые образования отмечаются и вдоль кварцевых жил, вскрытых в пределах рудного поля вне грейзеновых зон.

В грейзеновых зонах постоянно фиксируется рассеянная вкрапленность пирита, шеелита и очень редко — вольфрамита, халькопирита, молибденита. Два последних минерала в ассоциации с пиритом значительно чаще встречаются среди мелких кварцевых прожилков, развитых в пределах метасоматических зон.

В кварцевых жилах вне грейзеновых зон, наряду с указанными рудными минералами, изредка устанавливается также висмутин. Характерно, что шеелит в этих жилах, как и вообще в кварцевых прожилках рассматриваемого месторождения, является более редким минералом, чем в метасоматитах.

Быстрянское месторождение (его обнаружил в 1941 г. И. П. Коропец), как и рассмотренное уже Шинокское, фактически является одновременно представителем двух минеральных типов: грейзено-шеелитового и кварцево-шеелитового с несколько повышенной ролью первого типа.

Месторождение приурочено, главным образом, к эндоконтактовой части Белокурихинского массива, прорывающего здесь песчано-сланцевые отложения, превращенные в контакте в ороговикованные сланцы и узловатые биотит-кордиеритовые роговики. Несколько кварцевых жил с обломками вмещающих пород, редкой вкрапленностью пирита, халькопирита и иногда шеелита установлено в экзоконтактовой зоне.

Эндоконтактовая часть массива сложена, в основном, аплитовидными гранитами с шлироподобными кварцево-турмалиновыми скоплениями, в протолочках которых зафиксировано небольшое количество рудных минералов (шеелит, пирит и редко халькопирит). К трещинам отдельности северо-западного простирания в гранитах приурочены аплитовые дайки, пегматитовые и кварцевые жилы, а также зоны грейзенизации.

Основная масса рудного вещества сконцентрирована в полосе грейзенизированных аплитовидных гранитов, прерывисто прослеживающейся на расстоянии около 2 *км* до верховьев кл. Налимов при ширине до 300—400 *м*. В полосе зафиксированы многочисленные маломощные (до 8—10 *см*) зоны кварцево-мусковитовых грейзенов с шлироподобными кварцево-турмалиновыми скоплениями и мелкие кварцевые прожилки с грейзеновыми оторочками. Кварцевые прожилки несут незначительное количество шеелита, пирита, халькопирита и висмутина (Дербиков, Лабазин, 1942). Несколько большее количество шеелита (на массу) характерно для грейзеновых образований; другие рудные минералы здесь менее характерны. Распределение шеелита, как и в случае Шинокского месторождения, неравномерное; преобладает мелкая вкрапленность.

На участке ключей Налимов—Май в протолочках из грейзенизированных гранитов устанавливается акцессорная редкоземельная минерализация.

Зоны метасоматически измененных гранитов с рассеянной мелкой вкрапленностью шеелита вообще очень характерны для Белокурихинского массива. Еще И. П. Коропец и С. Ф. Дубинкин (1940) указывали на развитие в юго-западной части массива интенсивно грейзенизированных порфировидных гранитов в контакте многочисленных кварцевых жил и прожилков, содержащих вкрапленность пирита, халькопирита и флюорита. Правда, вольфрамит, шеелит и молибденит ими не отмечались. Однако указывалось, что шлиховое опробование делювия показало весьма значительное количество шеелита. Именно в этой части массива и было впоследствии выявлено Быстрянское месторождение и другие рудопроявления.

Проведенное нами опробование зон мусковитизированных гранитов, сконцентрированных в полосе шириной до 4 *км*, прослеженной на 12 *км* в районе нижних течений рек Черновая, Сычевка и Березовка, показало местами заметное обогащение их трехокисью вольфрама. Рудным минералом здесь является шеелит, тяготеющий, в основном, к участкам скопления мусковита. Наряду с шеелитом зафиксированы пирит, флюорит и незначительное количество молибденита, халькопирита.

Рассеянная вкрапленность шеелита отмечена также в метасоматически измененных гранитоидах района рч. Погорелка, ключей Демидов, Курумный, Объездчикова, Крутой и др. На отдельных участках, кроме шеелита, появляется вольфрамит, роль которого иногда довольно заметна. Однако в большинстве случаев вольфрамит более характерен для тех рудных проявлений, где есть наложение кварцевых жил на грейзеновые образования.

В то же время и в этих кварцевых жилах, особенно мелких прожилках, для которых с достаточным основанием может предполагаться метаморфогенная природа их образования, вольфрам часто проявлен в форме шеелита. В качестве источника вольфрама для этих жил вполне могут служить

сами зоны метасоматически измененных пород, несущие рассеянную вкрапленность шеелита.

К рудопроявлениям грейзено-шеелитового минерального типа может быть отнесен и выявленный нами участок шеелитоносных грейзенизированных гранит-порфиров в районе Мульчихинского месторождения. Здесь, кроме бесцветного очень слабо люминесцирующего и даже нелюминесцирующего шеелита, количество которого местами достигает 1—1,5 *кг/т*, установлен сфалерит (до 40 *г/т*), пирит (270—310 *г/т*) и единичные зерна молибденита. В центральных частях отдельных зерен шеелита под микроскопом видны реликтовые остатки вольфрамита. Характерно, что эти реликты преимущественно сохранились в тех местах, где наблюдается минимальное развитие сульфидов (особенно сфалерита). Вполне возможно, что на ранних этапах формирования данного рудного участка роль вольфрамита была заметной; впоследствии же, в период отложения сульфидной минерализации, произошло замещение вольфрамита шеелитом. По-видимому, этим и объясняются плохо выраженные люминесцентные свойства шеелита.

Интересно отметить, что в исследованных нами разрезах, взятых вкрест простирания грейзеновых оторочек, которые сопровождают кварцево-вольфрамитовые жилы Мульчихинского месторождения, шеелит встречался значительно реже и в значительно меньших количествах. Не был характерен для этих оторочек и вольфрамит. Общее содержание трехокиси вольфрама в грейзеновых оторочках кварцевых жил заметно ниже, чем в описанных шеелитоносных грейзенизированных гранит-порфирах. Кварцевые жилы и прожилки в последних не зафиксированы. Все это и для Мульчихинского месторождения позволяет предполагать заимствование (хотя бы частичное) вольфрама из метасоматически измененных пород и последующее отложение его в жильном пространстве. Для оценки возможной доли этого переотложенного вольфрама необходимы детальные подсчеты баланса рудного вещества в метасоматитах и кварцевых жилах с учетом масштабов проявления тех и других образований.

Значительным своеобразием отличается Колыванское шеелитовое месторождение (Баклаков, 1945; Слободской, 1964), залегающее в гранодиоритах Колыванского массива. Месторождение представляет собой грейзеновое тело, обладающее зональным строением. Внешняя зона сложена альбитизированными гранодиоритами, которые к центральной части тела сменяются альбит-слюдяно-кварцевым грейзеном, а затем — зоной кварцево-слюдяного грейзена, переходящей в центральное кварцевое ядро. К последнему и приурочены преимущественно рудные минералы, представленные шеелитом (в виде крупных, нередко хорошо образованных кристаллов, дающих гнездообразные скопления и густо насыщающих кварцевую массу), незначительным количеством халькопирита, сфалерита, а также гематитом и редко магнетитом, тяготеющими к участкам интенсивного дробления рудного тела.

Р. М. Слободской (1964) относит Колыванское шеелитовое месторождение к образованиям змеиногорского рудного комплекса, считая возрастное положение грейзеновой шеелитовой минерализации более ранним по отношению к процессам автометаморфизма в Колыванском массиве. В этой связи представляют интерес приведенные ниже отличительные особенности шеелита, выделяющие его среди шеелитов месторождений, связь которых с производными позднегерцинского (Калбинского) интрузивного комплекса несомненна.

Рудные образования грейзено-шеелитового минерального типа, локализующиеся в экзоконтактовой зоне интрузивного массива, особенно характерны для экзоконтакта Талицкого массива. Здесь в первую очередь следует назвать участок с. Спорная Казанцевского

месторождения с рассеянной вкрапленностью шеелита в метаморфизованных песчано-сланцевых породах кембро-ордовика. Рудное тело имеет эллипсообразную форму с длинной осью, вытянутой в северо-западном направлении на 45—50 *м*, при ширине до 35 *м*. Вольфрамовое оруденение (мелкая — 0,1—2,5 *мм* — сыпь шеелита) приурочено преимущественно к краевой части тела, где грейзенизированные, окварцованные и пиритизированные песчаники контактируют со сланцами. Последние, очевидно, в данном случае функционируют в качестве своеобразного экрана. В ассоциации с шеелитом отмечается акцессорная вкрапленность берилла и молибденита.

Распределение шеелита в пределах рудного тела неравномерное. Наиболее высокие содержания трехокиси вольфрама установлены в мелких кварцевых прожилках метаморфогенного происхождения, залегающих среди вольфрамоносных песчаников.

Рассеянная вкрапленность шеелита среди преимущественно окварцованных пород зафиксирована и в пределах других участков Казанцевского месторождения (г. М. Казанцева, г. Дальняя).

Выходы окварцованных сланцев (с развитием узловатого окварцевания), содержащих мелкую рассеянную вкрапленность шеелита, были отмечены Н. Л. Беспаловой и М. И. Борисенко в верхнем течении р. Березовка.

Аналогичная рассеянная вкрапленность шеелита (иногда в ассоциации с пиритом) отмечена в пределах других мелких рудопроявлений экзоконтактовой зоны Талицкого интрузивного массива (рудопроявление гор Гранитная, Волчья, Толстая и др.). Здесь тоже, в случае проявления среди измененных вольфрамсодержащих пород метаморфогенных кварцевых прожилков, наблюдается их обогащение вольфрамом. Минеральный состав прожилков вообще более богатый.

Мелкая рассеянная вкрапленность шеелита характерна и для линз гидротермально измененных песчаников (реже сланцев) Токаревского месторождения, особенно в местах пересечения их тектоническими нарушениями, а также кварцевыми жилами. Кварцевые жилы обогащены шеелитом. Наряду с шеелитом в измененных песчаниках присутствует мелкая вкрапленность пирита и реже халькопирита. Но основная масса оруденения Токаревского месторождения должна быть отнесена уже к следующему, кварцево-шеелитовому минеральному типу.

Вкрапленное оруденение в линзах измененных песчаников Токаревского месторождения, в основном, аналогично оруденению с. Спорная Казанцевского месторождения, отличаясь от последнего менее интенсивным развитием гидротермального метасоматоза (главным образом, окварцевание). В этом отношении рассматриваемая минерализация имеет много общего с рудными образованиями кварцево-шеелитового минерального типа.

Кварцево-шеелитовый минеральный тип по сравнению с грейзено-шеелитовым (так же как и кварцево-молибденитовый по отношению к грейзено-молибденитовому) отличается более крупными месторождениями с несколько усложненным минеральным составом рудных тел.

Месторождения данного минерального типа к настоящему времени установлены, в основном, вне позднегерцинских интрузивных массивов, преимущественно в роговиках и метаморфизованных песчано-сланцевых толщах нижнего палеозоя. Однако все эти месторождения не выходят за пределы экзоконтактовых зон, располагаясь преимущественно до 1—3 *км* от контакта массива.

Отчетливо устанавливается приуроченность оруденения к региональным разломам и зонам повышенной трещиноватости. Последние, в основном, и обусловливают конфигурацию рудных полей, а также морфологические особенности рудных тел и самих месторождений, являющихся, главным образом, штокверковыми.

Рудные образования кварцево-шеелитового типа, находящиеся непосредственно среди интрузивных массивов, более мелкие. И здесь мы практически постоянно имеем одновременное проявление рудной минерализации как кварцево-шеелитового, так и грейзено-шеелитового минеральных типов при несколько большем развитии последнего (особенно, если рассматривать рудные проявления с учетом значительных объемов метасоматитов, играющих в целом обычно доминирующую роль в рудном балансе). Рудная минерализация кварцевых жил и прожилков на данных месторождениях и рудопроявлениях во многих случаях, очевидно, может рассматриваться как переотложенная. В связи с этим рудоносность жил будет в значительной степени зависеть от содержания рудных элементов в метасоматитах, а также интенсивности процесса мобилизации и концентрации рудного вещества. Следовательно, одной из ведущих проблем при изучении минерализации данного типа является выяснение возможного механизма переотложения и концентрации рудного вещества.

Для месторождений кварцево-шеелитового типа, локализующихся в пределах экзоконтактовых зон, по сравнению с месторождениями в материнских интрузивных массивах, характерно более слабое развитие гидротермального метасоматоза. При этом, наряду с грейзенизацией, широко распространено окварцевание. Его роль особенно велика на месторождениях, наиболее удаленных от интрузивных массивов. По-видимому, в дальнейшем соотношение указанных двух типов метасоматического преобразования пород может быть использовано в качестве индикатора этой удаленности.

Являясь преимущественно вольфрамовыми, месторождения кварцево-шеелитового типа в отдельных случаях содержат и молибден (в форме молибденита — Токаревское месторождение — или в виде примеси, часто довольно заметной, в шеелите, — Урзарсайское месторождение). Не исключено, что некоторые из месторождений (или их отдельные участки) могут представлять интерес в качестве комплексных объектов.

Значительно развиты в рудах висмутовые минералы (висмутин, самородный висмут, сульфовисмутиты меди), выделяющиеся в заключительные стадии минерализации. Поэтому висмутовая минерализация имеет наибольшее развитие в пределах тех месторождений, где гидротермальный процесс проявился наиболее полно. Такими в рассматриваемом случае являются рудные образования экзоконтактовых зон. Для месторождений и рудопроявлений экзоконтакта вообще очень характерна повышенная висмутоносность. Иногда количество висмутовых минералов в рудах соизмеримо с содержанием шеелита, и месторождения фактически должны рассматриваться как висмуто-вольфрамовые (например, рудопроявление г. Седло).

Висмутовая минерализация характерна и для месторождений других минеральных типов, локализующихся среди метаморфизованных образований экзоконтактовых зон. В частности, это отмечено и для рудных проявлений кварцево-вольфрамитового типа. В меньшей степени подобная зависимость устанавливается для уже охарактеризованного кварцево-молибденитового типа. Тяготение висмутовой минерализации к экзоконтактовым зонам интрузивных массивов иногда довольно отчетливо прослеживается даже в пределах отдельных месторождений при локализации рудных участков в различных вмещающих породах.

В минеральном отношении намечаются довольно постепенные переходы от рудных образований кварцево-шеелитового типа к рудным образованиям следующего — кварцево-вольфрамитового. Так, если в рудах Токаревского и Урзарсайского месторождений, являющихся типичными представителями первого типа, минеральной формой проявления вольфрама является только шеелит (вольфрамит здесь совершенно не обнаружен), то в месторождениях и рудопроявлениях, локализованных среди интрузивных пород, все

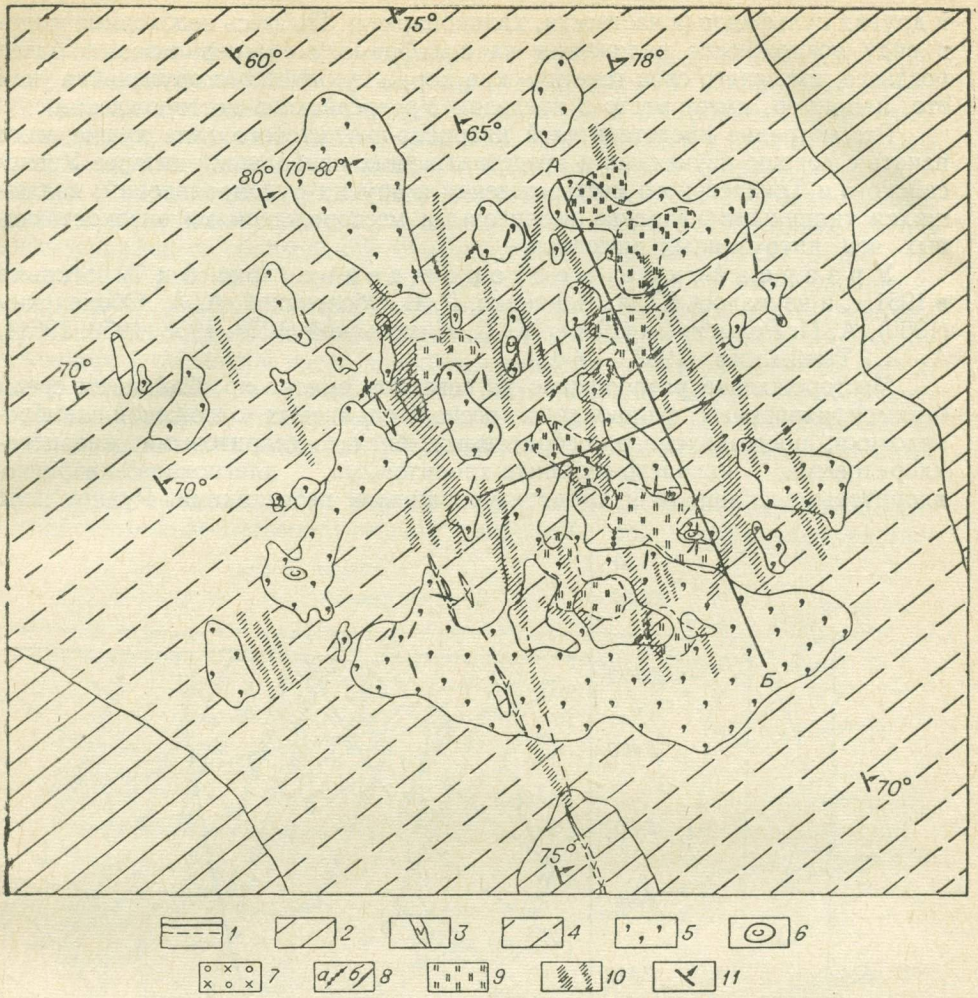


Рис. 6. Схема геологического строения Урзарсайского месторождения (по А. А. Оболенскому):

1 — делювиальные отложения; *2* — кварцево-хлоритовые сланцы и песчаники; *3* — дайки диабазов и диабазовых порфиритов; *4* — кварцево-биотитовые сланцы; *5* — ороговикованные кварцево-биотитовые сланцы и роговики с биотитом; *6* — гранато-магнетитовые скарны; *7*—дайки микрогранит-порфиров; *8* — кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы; *9* — участки гидротермальной минерализации; *10* — зоны дробления и серицитизации; *11* — элементы залегания рассланцовки.

чаще встречается, наряду с шеелитом, и вольфрамит. Роль последнего в некоторых случаях бывает настолько повышенной, что месторождение уже можно относить к кварцево-вольфрамитовому минеральному типу. Да и в пределах экзоконтактовых зон имеются месторождения, где роль шеелита и вольфрамита в рудном балансе соизмерима. На Верхнеслюдянском же месторождении, при широком развитии шеелита, вольфрамит становится ведущим вольфрамовым минералом, и месторождение с достаточным основанием следует уже относить к кварцево-вольфрамитовому типу. Наконец, на большинстве типичных кварцево-вольфрамитовых месторождений в том или ином количестве фиксируется шеелит. Однако в большинстве случаев роль его невелика.

На некоторых кварцево-шеелитовых месторождениях и рудопроявлениях отмечается несколько повышенная роль не только висмутина, но

и других сульфидов (в частности, халькопирита). Но здесь необходимо иметь в виду возможность наложения на вольфрамовую минерализацию более позднего, имеющего свои генетические корни сульфидного оруденения (как это, например, имеет место в пределах Урзарсайского месторождения).

Рассмотрение представителей кварцево-шеелитового типа лучше всего начать с хорошо изученных и представляющих наибольший интерес Урзарсайского и Токаревского месторождений и других рудопроявлений, являющихся типичными кварцево-шеелитовыми месторождениями экзоконтактовых зон интрузивных массивов.

Урзарсайское месторождение (рис. 6 и 7) открыто в 1951 г. и изучалось Ю. А. Черненко, Р. В. Оболенской, А. А. Оболенским (1960), А. И. Родыгиным (1956), Ж. Д. Никольской (1957, 1958, 1959, 1961), А. А. Тычинским (1957, 1963).

Месторождение расположено на северном склоне хр. Сайлюгем среди метаморфизованных флишоидных песчано-сланцевых отложений кембро-ордовика, представленных хлоритовыми, биотито-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицито-хлоритовыми, плагиоклазо-кварцево-хлоритовыми сланцами и хлоритизированными песчаниками. Рудное поле

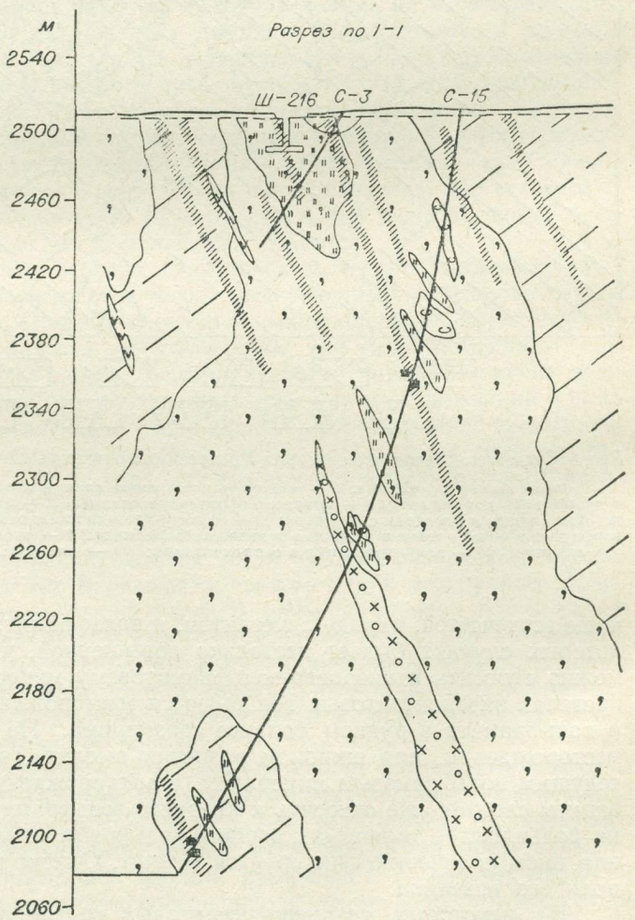
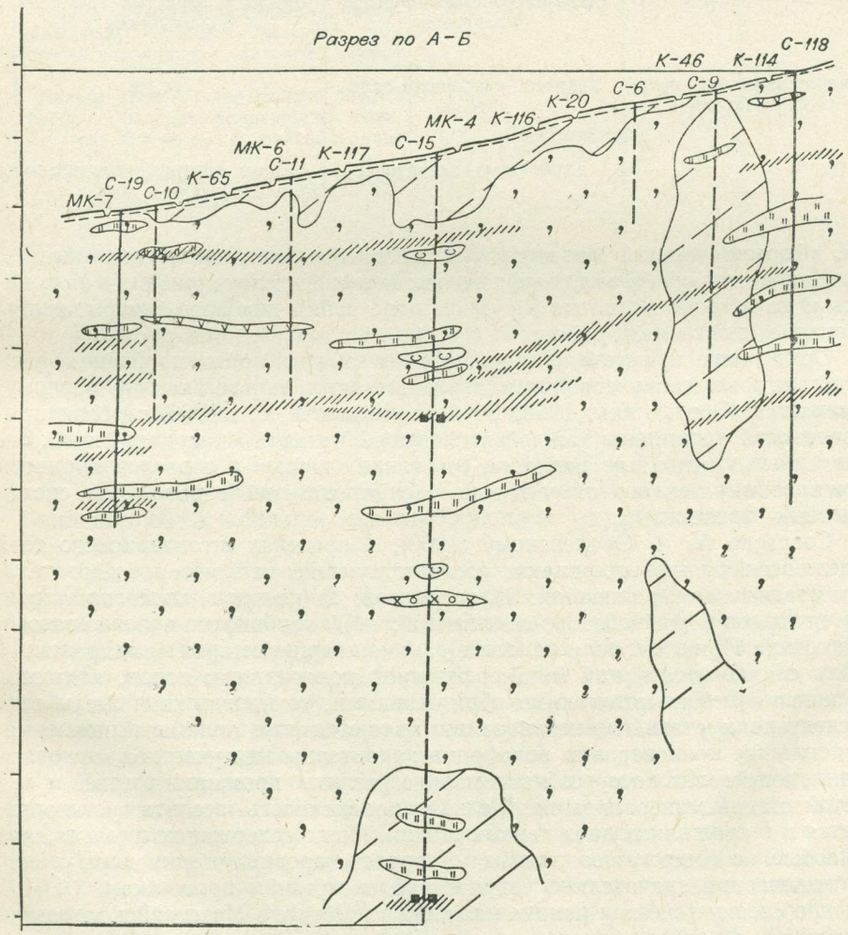


Рис. 7. Разрезы к схематической карте Урзар

месторождения тяготеет к зоне регионального Чаган-Бургазинского разлома субмеридионального простирания, приводящего в соприкосновение рудовмещающую толщу метаморфических пород и пестроцветные эффузивно-осадочные отложения девона. В полосе, прилегающей к разлому, породы кембро-ордовика испытали интенсивный контактовый метаморфизм, приведший к образованию роговиков, кварцево-биотитовых ороговикованных сланцев, магнетито-гранатовых скарнов и актинолито-эпидотовых пород. Среди скарновых образований отмечаются пирит, молибденит и шеелит. Отмеченные разности контактово-измененных пород, сформировавшиеся, по-видимому, под воздействием невскрытой интрузии, служат вмещающими породами для шеелитоносного штокверка (размером 600×400 *м*), расположенного в восточной части наиболее крупного ореола измененных пород. Одной из скважин на глубине 263 *м* была вскрыта дайка микрогранит-порфиров, которая, возможно, и является отражением предполагаемого на глубине гранитного массива. Устанавливается внутриминерализационный характер дайки.

Контактово-измененные породы подверглись интенсивному дроблению и гидротермально-метасоматической проработке под воздействием раство-



сайского месторождения (условные обозначения см. на рис. 6)

Схема формирования Урзарсайского место

Этап формирования месторождения	Стадия минерало образования	Формы проявления минерализации
Дорудный метаморфизм вмещающих пород	Магматическая	Ореолы площадью до 6 км²
	Ранняя постмагматическая	Гнезда, линзы, тела неправильной формы
Гидротермальная минерализация	Ранняя кварцевая	Метасоматические прожилки вдоль сланцеватости (штокверк)
	Кварцевая	Жилы и прожилки вдоль трещин скалывания (штокверк)
	Кварцево-полевошпатовая с шеелитом, молибденитом	Жилы и прожилки в трещинах скалывания (штокверк)
	Карбонатно-полевошпатово-кварцевая	Жилы в пористых трещинах скалывания
Гидротермальная сульфидная минерализация	Кварцево-карбонатно-галенитовая	То же
	Карбонатно-галенитовая	Зоны внутриминерализационного дробления в жилах

ров, сформировавших Урзарсайский шеелитоносный штокверк (табл. 5).

Как контактовый метаморфизм, так и рудная минерализация наложились и на широко развитые в рудном поле дайки диабазов, прорывающие девонские отложения района.

Оруденение приурочено к трещинным зонам и зонам дробления, развитие которых тесно связано с движениями по прилегающему разлому. Отмечается (Оболенский, 1960; В. А. Кузнецов и др., 1966) строгая приуроченность прожилков каждой последующей стадии минерализации к определенным трещинным системам, сочетание которых и образует штокверк сложного внутреннего строения (с преимущественным развитием систем сколовых трещин).

Согласно А. А. Оболенскому (1960), в пределах штокверкового тела выделяются рудные прожилки, соответствующие четырем последовательным стадиям минерализации: 1) кварцевой; 2) кварцево-полевошпатовой; 3) кварцево-полевошпатово-шеелитовой; 4) карбонатно-полевошпатово-кварцевой. При этом, если наиболее ранние кварцевые прожилки, развитые вдоль сланцеватости или метаморфической полосчатости пород, являются типичными метасоматическими образованиями, то прожилки и жилы всех последующих стадий минерализации являются уже телами выполнения. Наибольшие концентрации вольфрама характерны для участков месторождения, в пределах которых максимально развиты прожилки третьей и четвертой стадий минерализации. Редкая вкрапленность шеелита устанавливается и в прожилках двух первых стадий. Но по содержанию шеелита, как и вообще по содержанию рудных минералов, прожилки этих двух стадий минерализации значительно уступают более поздним прожилкам.

По своему генезису ранние кварцевые прожилки Урзарсайского месторождения, очевидно, близки к кварцевым прожилкам и жилам описанного

Таблица 5

рождения (А. А. Оболенский, 1966)

Минеральная ассоциация	Характер изменений вмещающих пород	Время внедрения даек
Кварц, биотит, магнетит, турмалин	Ороговикование	
Гранат, магнетит, актинолит, эпидот, гематит, хлорит	Скарнирование	
Кварц, биотит, магнетит, шеелит, актинолит	Окварцевание	
Кварц, биотит, магнетит, шеелит, актинолит, эпидот, хлорит	Актинолитизация	
Микроклин, кварц, альбит, шеелит, пирит, молибденит, мусковит, флюорит, анкерит, кальцит, халькопирит, сфалерит, галенит, джемсонит, рутил, хлорит	Гидротермальная калишпатизация (гумбеизация)	Дайки микрогранит-порфиров
Кварц, альбит, биотит, шеелит, пирит, молибденит, мусковит, флюорит, карбонаты, халькопирит, галенит, хлорит		
Кварц, галенит, джемсонит, золото, серебро, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, флюорит, карбонаты, серицит	Серицитизация	
Карбонаты (кальцит), галенит, халькопирит, серицит, барит		

выше Бугузунского месторождения и участка кл. Долгий, которые по целому ряду признаков были отнесены нами к метаморфогенным образованиям «альпийского типа».

В целом распределение трехокиси вольфрама в Урзарсайском штокверке может быть проиллюстрировано схемой, изображенной на рис. 8.

Шеелит в Урзарсайском месторождении является единственным вольфрамовым минералом. Развитие только шеелита в рудах месторождения А. А. Оболенский объясняет (Кузнецов и др., 1966) участием в гидротермальном процессе избыточного количества кальция (наиболее сильного осадителя вольфрамового ангидрита). Источником его были вмещающие полимиктовые песчаники и сланцы, кластическая часть которых состоит из обломков плагиоклазов.

Геохимической особенностью месторождения является наличие в рудах примеси олова, стронция и некоторых редкометальных элементов. В то же время в них не зафиксированы такие элементы, как литий, рубидий и цезий, являющиеся характерными акцессорными элементами месторождений молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации Горного Алтая (особенно месторождений, локализующихся в пределах интрузивных массивов). Возможно, последнее обусловлено значительной удаленностью Урзарсайского месторождения от материнской интрузии.

Для месторождения характерны элементы вертикальной зональности, выражающиеся в существовании на глубине молибденовой зоны, где значительно увеличивается доля молибденита в рудном балансе.

Термометрические исследования кварца месторождения (Никольская, 1961) показали, что минералообразование, в основном, происходило в интервале температур 300—400°. При этом температуры минералообразования ранних и поздних прожилков близки, что, по мнению Ж. Д. Никольской,

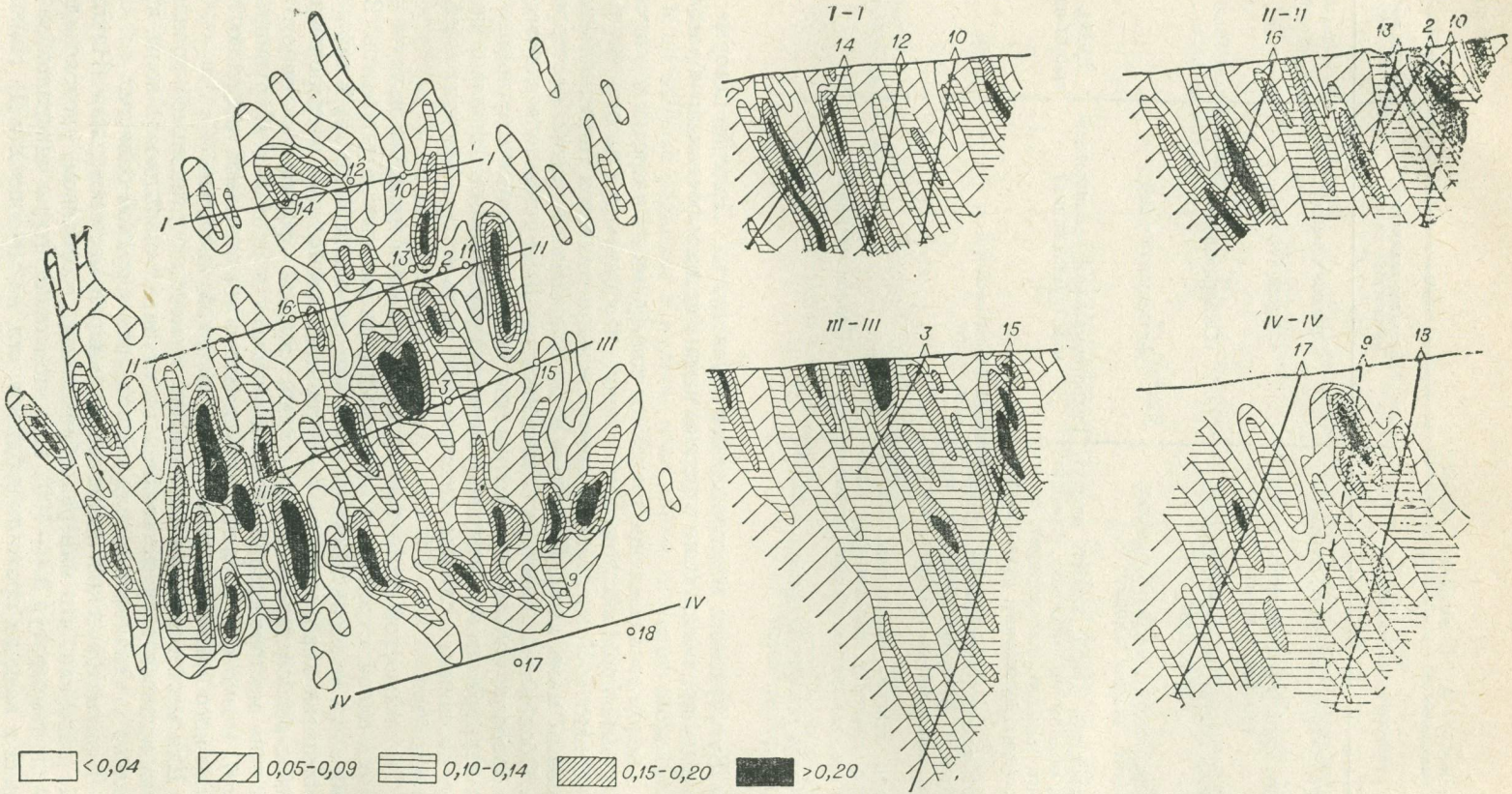


Рис. 8. Распределение трехокиси вольфрама в Урзарсайском штокверке (по А. А. Оболенскому), %.

объясняется формированием месторождения в толще «прогретых» вмещающих пород (в этих условиях произошло «уравнивание» температур поступивших растворов).

В 1 *км* к юго-востоку от штокверка вскрыты зоны дробления, залеченные кварцевыми жилами с серебряно-свинцовой минерализацией, являющейся наложенной по отношению к вольфрамовой.

К Урзарсайскому месторождению по своим геологическим особенностям близки мелкие рудопроявления Южно-Чуйского и Сайлюгемского хребтов (участки ручьев Елангаш, Баян-Чаган, Талту-Ярык и др.).

Токаревское месторождение, открытое в 1950 г. и детально изученное М. В. Дубровским и отчасти В. И. Сотниковым, расположено в северо-западной экзоконтактовой части Талицкого массива в 2—2,5 *км* к востоку от контакта среди биотитовых и турмалиновых роговиков, ороговикованных глинистых сланцев, кварцево-турмалиновых, кварцево-турмалино-серицитовых, кварцево-биотито-хлорито-серицитовых сланцев, окварцованных песчаников, алевролитов и алевролито-глинистых сланцев ханхаринской свиты ордовика.

Месторождение локализовано в пределах широкой полосы минерализации, протягивающейся вдоль контакта Талицкого массива и пространственно совпадающей с региональной тектонической зоной, которая далее к северо-западу отчетливо прослеживается в гранитоидах. Именно там к этой зоне приурочены рудопроявления рек Мяснуха и Боровушка, в пределах которых, наряду с несколько повышенным содержанием молибденита, встречается вольфрамит, не зафиксированный в рудах Токаревского месторождения. В целом к северо-западу от месторождения эта тектоническая зона прослежена на 6—7 *км*.

Согласно М. В. Дубровскому, Токаревское месторождение приурочено к участку пересечения северо-западной и субширотной тектонических зон, в месте резкого поворота контакта массива.

В пределах рудного поля, прослеженного до 1,5 *км* при ширине 0,5 *км*, оруденение приурочено к системам перистых трещин отрыва, которые часто объединяются в линейные системы, сопровождаемые зонами скалывания. Среднее простирание оруденелых трещин отрыва — северо-западное, 300—310°; падение на юго-запад — под углом 60—85°.

В рудной зоне месторождения зафиксированы многочисленные кварцевые жилы мощностью от 0,5 до 30 *см* в юго-восточной части зоны и до 1 *м* в северо-западной, при расстоянии между жилами от 10—20 *см* до 2—3 *м*. В центральной части зоны отмечается сгущение кварцевых жил. Именно эти участки сгущения и являются местами наибольшей концентрации рудного вещества. М. В. Дубровским подмечено, что с увеличением мощности кварцевых жил (северо-западный участок) вольфрамовое оруденение становится более убогим. Наиболее интенсивное оруденение приурочивается к прожилкам мощностью 0,1—0,2 *м*.

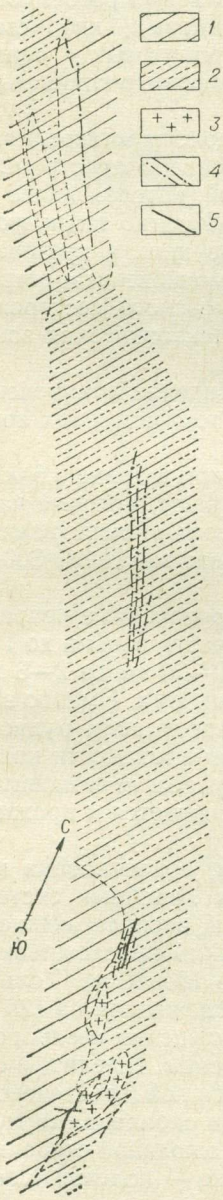
Кварцевые жилы выполняют как трещины отрыва, ориентировка которых грубо совпадает с направлением осей перистых линейных систем, так и густо расположенные (0,1—0,5 *м*) трещины отрыва, располагающиеся по отношению к первым под острым углом. Те и другие жилы прослеживаются обычно на незначительные расстояния (в среднем до 10—40 *м*). Только в рудном теле № 9 зафиксирована кварцевая жила, прослеженная на 126 *м*.

В минеральном отношении кварцевые жилы месторождения неоднородны. В юго-восточной части они существенно шеелитоносные. Шеелит, в основном, приурочен к контактам кварцевых жил с маломощной (грейзеновой) оторочкой, представленной иногда только прерывистыми скоплениями мусковита. Встречается шеелит и непосредственно в самой слюдяной оторочке. В кварцевых жилах встречается также турмалин, реже — полевой шпат,

мусковит, кальцит. Для кварцевых жил северо-западного участка более характерен молибденит при меньшем развитии шеелита. Встречаются висмутин и акцессорная вкрапленность берилла. Висмутин и самородный висмут развиты главным образом в местах наибольшего проявления последней рудной стадии минерализации и постоянно ассоциируют с халькопиритом, сфалеритом, пиритом, пирротином и арсенопиритом.

Метасоматические процессы на месторождении (если исключить значительно более раннюю хлоритизацию, эпидотизацию и во многих случаях, по-видимому, турмалинизацию) проявлены относительно слабо и представлены грейзенизацией, окварцеванием и турмалинизацией (?).

Много общего с Токаревским месторождением имеет Казанцевское месторождение, расположенное в северном экзоконтакте Талицкого массива среди метаморфизованных образований нижнепалеозойской толщи (роговики, ороговикованные породы, гнейсы). На месторождении, кроме уже описанного грейзено-шеелитового оруденения с. Спорная, распространены маломощные (5—15, редко до 35 *см*), быстро выклинивающиеся по простиранию кварцевые жилы с шеелитом, реже — молибденитом, пиритом, висмутином, пирротином, самородным висмутом, халькопиритом и акцессорным бериллом. Из нерудных минералов отмечается флюорит, апатит и мусковит. Последний чаще встречается в виде слюдяных оторочек в зальбандах жил. К этим оторочкам приурочиваются иногда флюорит, апатит, шеелит и молибденит. Вдоль отдельных жил фиксируются слабая грейзенизация и окварцевание.



Мелкие кварцевые жилки, обычно кулисообразно расположенные (с преобладающим субширотным простиранием и падением на север под углом 75—85°, фиксирующим субширотную тектоническую зону, к которой и тяготеет месторождение), отстоят друг от друга на расстоянии 0,5 — 1 *м* (реже 2,5 — 3 *м*), что позволяет отдельные участки месторождения рассматривать как штокверковые.

Рудопроявление г. Седло, расположенное к юго-востоку от Мульчихинского месторождения на водоразделе рч. Лубягина и кл. Прямого (левых притоков Большой Речки), открыто в 1942 г. А. М. Ненаховым, изучалось А. И. Александровым, А. М. Прусевичем, В. И. Сотниковым и другими.

Рудные тела рудопроявления, представленные кварцевыми гнездами и линзами, прослеживающимися до 10—15 *м* при мощности от нескольких сантиметров до 0,3—0,4 *м* и иногда кулисообразно заходящими друг за друга, приурочены к зоне разлома (шириной около 25 *м*) северо-западного простирания среди биотитовых роговиков и кварцево-турмалино-

Рис. 9. Схематический геологический план рудопроявления г. Седло:

1 — песчано-сланцевая порода; *2* — роговики и ороговикованные породы; *3* — гранодиорит-порфиры; *4* — зоны дробления и интенсивной трещиноватости; *5* — кварцевые жилы.

вых пород экзоконтактовой зоны Талицкого интрузивного массива. В пределах рудопроявления (рис. 9) интрузивные образования представлены небольшим выходом гранодиорит-порфиров на юго-восточном фланге. В кварцевых гнездах и линзах постоянно встречаются ксенолиты вмещающих пород, иногда интенсивно окварцованных и несущих вкрапленность турмалина и мусковита. Последние отмечаются и непосредственно среди среднезернистого светло-серого и серого кварца. Рудные минералы представлены редкой вкрапленностью шеелита, висмутина, халькопирита, пирита, молибденита и гематита. Распределение оруденения резко неравномерное и зафиксировано не во всех кварцевых линзах и гнездах. Отмечена преимущественная концентрация шеелита в кварцевых телах, тяготеющих к наиболее тектонически проявленным участкам зоны разлома.

Рудопроявление г. Толстая (экзоконтакт Талицкого массива) представлено рядом мелких участков штокверкового строения — тонкие, до 1—2 *см*, кварцевые прожилки субширотного и субмеридионального простирания—в порфировидных лейкократовых гранитах и прорываемых ими ороговикованных песчано-сланцевых породах. Кварцевые прожилки с турмалином и мусковитовыми оторочками в зальбандах несут мелкую вкрапленность шеелита, пирита, висмутина, халькопирита, молибденита. При этом, если шеелит более характерен для прожилков из гранитов, то висмутин чаще встречается в прожилках из роговиков. Некоторые кварцевые прожилки, особенно в роговиках, сопровождаются маломощными зонками грейзенизации и турмалинизации.

К кварцево-шеелитовому минеральному типу можно, по-видимому, отнести и другие многочисленные мелкие рудопроявления экзоконтактовой зоны Талицкого интрузивного массива, например рудопроявления г. Волчья, рч. Сибирячёнок, г. Гранитная и др., представленные обычно серией мелких кварцевых прожилков с редкой вкрапленностью шеелита, флюорита, арсенопирита, пирита среди роговиков и песчано-сланцевых пород. Вмещающие породы иногда слабо грейзенизированы, турмалинизированы или окварцованы и тоже несут мелкую вкрапленность шеелита и пирита, так что иногда намечаются элементы перехода к грейзено-шеелитовому минеральному типу.

С другой стороны, на ряде подобных рудопроявлений, особенно тех, в которых кварцевые жилы локализуются как среди гранитоидов эндоконтакта массива, так и среди вмещающих массивы (обычно ороговикованных) пород, намечаются переходы к кварцево-вольфрамитовому типу. Так, в рудопроявлении п. Гладкая в кварцевых жилах среди гранитов Тулатинского массива отмечается вкрапленность вольфрамита, молибденита, пирита, халькопирита, флюорита; в то же время для кварцевых жил из роговиков вольфрамит уже не характерен: в них зафиксирована только редкая вкрапленность шеелита и пирита.

Аналогичные минеральные соотношения отмечаются в рудопроявлениях рек Сибирячиха и Генералка.

Определенный интерес в генетическом отношении представляют неправильной формы жилы крупно- и среднезернистого кварца с редкой вкрапленностью пирита, эпидота, халькопирита, шеелита и турмалина среди метаморфизованной песчано-сланцевой толщи флишоидного типа, вмещающей Талицкий интрузивный массив (рудные точки ключей Тагертмыш, Кууш, Улыш и др.). По своему генезису эти образования, по-видимому, близки «метаморфогенным» жилам Бугузунского и Урзарсайского месторождений, вмещающими для которых также являются древние песчано-сланцевые флишоидные толщи.

Садок-Байское рудопроявление (в экзоконтактовой зоне Калгутинского интрузивного массива, в 1,1 *км* от контакта) пред-

ставлено серией кварцевых жил и прожилков мощностью до 0,5—0,6 *м*, имеющих северо-восточное и северо-западное простирание с падением от 0 до 80° и локализующихся среди песчано-сланцевых пород аккольской формации нижнего девона. Кварцевые жилы несут вкрапленность пирита, халькопирита, реже — висмутина, шеелита. При этом если висмутин тяготеет к кварцевым жилам, то шеелит встречается как в кварцевых жилах, так и в гидротермально измененных вмещающих породах, где он образует редкую вкрапленность.

Кварцево-шеелитовые гнезда, линзы и мелкие жилки среди турмалинизированных и окварцованных пород девона отмечаются и в экзоконтактовой зоне Тоштузекского интрузивного массива (бассейн р. Карагай).

Ак-Булакское рудопроявление (р. Ак-Булак, в 500 *м* выше р. Чигенда) — серия кварцевых жил, пронизывающих мощную (до 50 *м*) дайку кварцевых альбит-порфиров, залегающую в зелено-серых сланцах джумалинской формации. В одной из жил встречено гнездо с баритовым и шеелитовым оруденением: тонкие (1—2 *см*) прожилки и гнездовые (до 5 · 10 *см*) скопления барита и обильная вкрапленность, реже — гнезда желтовато-кремового шеелита в участках скопления барита. Вне пределов дайки кварцевые жилы не прослеживаются.

Холодно-Гольцовское рудопроявление (участок оз. Лагерное) находится в северо-западной части Катунских Альп. В экзоконтактовой части участка, сложенной эпидотизированными биотитовыми роговиками, хлоритовыми сланцами и песчаниками нижнего силура, встречаются многочисленные тонкие кварцевые жилки и небольшие линзообразные тела кварца причудливой формы. В призальбандовых частях жилок и тел встречается редкая вкрапленность пирита, халькопирита, реже — висмутина, шеелита и полевого шпата. Отмечались случаи пересечения кварцевыми жилками с шеелитом более ранних эпидот-кварцевых прожилков. В кварцевых жилах других участков рудопроявления, локализующихся среди гранитоидов, появляется молибденит, который обычно резко доминирует над шеелитом.

Из рудных образований кварцево-шеелитового типа, локализованных непосредственно в интрузивных массивах, кроме описанных выше (при характеристике грейзено-шеелитового минерального типа) Шинокского и Быстрянского месторождений и некоторых рудопроявлений, несомненный интерес представляет рудопроявление г. Боровая, расположенное в западной эндоконтактовой зоне Талицкого массива. Здесь в средне- и крупнозернистых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитах вскрыты дайки аплита и лампрофира. Лампрофировая дайка (керсантит) прослежена на 270 *м*. В лежачем и висячем боку дайки по всей ее длине фиксируются отдельные реликты кварцево-турмалиновой жилы (в виде полос и линз мощностью от 0,03 до 0,18 *м*), сохранившиеся после внедрения лампрофировой дайки в подробленную жилу (детальнее этот вопрос рассматривается в разделе о возрасте месторождения молибдено-редкометально-вольфрамовой формации). Отмечено, что реликты жилы, сохранившиеся в висячем боку дайки, имеют несколько большую (до 0,18 *м*) мощность по сравнению с реликтами в лежачем боку, где она обычно не превышает 0,05—0,08 *м*.

Жила сложена серым среднезернистым кварцем и черным тонкоигольчатым турмалином, вкрапленностью шеелита от долей сантиметра до 5 *см* и редким висмутином. Наиболее интенсивная минерализация приурочена к участкам скопления турмалина в жиле. По данным опробования трехокись вольфрама устанавливается и в самой лампрофировой дайке (особенно в ее северной части). Эта минерализация является переотложенной: ее источником, несомненно, является кварцево-турмалиновая жила, пересекаемая лампрофировой дайкой.

Жила сопровождается зоной грейзенизированных пород, в которой зафиксировано до 62 *г/т* шеелита, а также повышенное количество пирита, турмалина, флюорита и граната. При этом флюорит и турмалин проявляются антагонистически (табл. 6).

Таблица 6

Распределение акцессорных минералов в грейзенизированных гранитах около кварцево-турмалиновой жилы (г. Боровая), *г/т*

Минерал	Слабо измененный гранит в 10—20 *см* от жилы	Грейзенизированный гранит непосредственно около жилы	Минерал	Слабо измененный гранит в 10—20 *см* от жилы	Грейзенизированный гранит непосредственно около жилы
Турмалин	10	375	Халькопирит	е. з.	—
Флюорит	170	е.з.	Магнетит	2	е. з.
Гранат	340	50	Сфен	е.з.	»
Апатит	504	е.з.	Рутил	—	»
Пирит	50	250	Анатаз	»	»
Шеелит	10	62	Циркон	10	»
Молибденит	е.з.	—			

Наибольшее количество граната (до 11 *кг/т*) зафиксировано в мусковитизированной дайке аплита, которая пересекается лампрофировой дайкой и является дорудной. Тем не менее в аплитовой дайке установлены лишь единичные зерна шеелита.

Кварцево-вольфрамитовый минеральный тип. Месторождения и рудопроявления кварцево-вольфрамитового минерального типа наиболее распространены среди рудных проявлений вольфрамовой субформации. Подавляющее большинство их локализуется непосредственно среди интрузивных массивов и представлено сериями обычно хорошо выдержанных по мощности и простиранию кварцевых жил, несущих гнездовую вкрапленность вольфрамита. Более или менее резкие изменения в морфологии жил отмечаются при переходе их из гранитоидов во вмещающие последние породы. Так, кварцевые жилы Осокинского месторождения, имеющие в гранитах простые формы и хорошую выдержанность, в известняках становятся извилистыми и отличаются невыдержанной мощностью, многочисленными ветвлениями и быстрым выклиниванием. Подобная резкая зависимость морфологии кварцевых жил от характера вмещающих пород в значительной степени объясняется лучшей «структурной подготовленностью» гранитов. В упомянутом месторождении подавляющее количество выдержанных жил (да и жил вообще) локализуется в трещинах субширотной системы трещиноватости, хорошо проявленной именно в гранитах и значительно слабее во вмещающих их породах (в частности, в известняках). Там, где в гранитах субширотная система трещин проявлена хуже, жилы менее выдержаны (например, Осиновское месторождение).

На многих кварцево-вольфрамитовых месторождениях довольно отчетливо выделяются две генерации кварцевых жил с вольфрамитом. В случае приуроченности их к одной и той же системе трещиноватости (Осиновское месторождение) эти две генерации в первую очередь хорошо различаются по состоянию жильного выполнения. Кварц жил первой генерации обычно рассланцован на тонкие субширотные плитки (согласные по элементам залегания с общим простиранием тектонической зоны), кварц же более поздних жил — монолитный.

Различия между указанными кварцевыми жилами устанавливаются также в интенсивности проявления грейзенизации вдоль жил и в характере жильного выполнения (около жил первой генерации проявлена слабая грейзенизация, вольфрамит в них значительно преобладает над другими рудными минералами, особенно висмутовыми).

Характер строения кварцевых жил (особенно первой генерации) отчетливо свидетельствует в пользу того, что при их формировании значительную роль играли процессы метасоматического замещения вмещающих пород (гранитоидов).

Преобладающее развитие в кварцевых жилах и прожилках месторождений и рудопроявлений кварцево-вольфрамитового минерального типа имеет вольфрамит, являющийся иногда практически единственным рудным минералом. В большинстве же случаев в рудах присутствуют минералы висмута, представленные в основном висмутином и реже — самородным висмутом. В целом висмут является существенной примесью руд. Наиболее высокая концентрация висмута, как и в рудных образованиях рассмотренных выше минеральных типов, устанавливается в тех месторождениях, где интенсивнее проявлены последние стадии минерализации.

Шеелит встречается спорадически, развиваясь обычно по периферии зерен вольфрамита. Его появление, по-видимому, является специфическим выражением «халькофильности» вольфрама. Наибольшие количества шеелита зафиксированы в рудах Верхнеслюдянского месторождения, для которого характерно также резко повышенное содержание халькопирита.

В ряде месторождений и рудопроявлений (особенно в Синюшинском, Талицком и некоторых других интрузивных массивах) появляется молибденит и намечаются переходные звенья к редкометально-молибдено-вольфрамовой субформации.

Кварцево-вольфрамитовые жилы сопровождаются маломощными оторочками мусковитовых и кварцево-мусковитовых грейзенов и грейзенизированных гранитов (часто с вкрапленностью флюорита). В случае локализации кварцевых жил среди богатых темноцветными минералами гранитоидов (например, Батунковское месторождение) в метасоматической оторочке устанавливается значительное количество пирита. В значительном количестве он фиксируется и среди жильного выполнения. В том и другом случаях основным источником железа являются вмещающие породы, испытавшие метасоматические преобразования. Для подобного рода месторождений с широким развитием в рудах пирита нами предлагался ранее (В. А. Кузнецов и др., 1966) отдельный подтип — пиритовый.

При локализации оруденения среди метаморфических пород экзоконтактовых зон в рудах несколько увеличивается содержание шеелита, халькопирита и турмалина. Кварцевые жилы обычно сопровождаются оторочками из чешуек мусковита, ориентированных перпендикулярно зальбандам жил. Реже слюдяные оторочки фиксируются в зальбандах кварцевых жил, локализованных среди интрузивных массивов (Осокинское месторождение).

Широкое развитие подобных слюдяных оторочек обычно характерно для верхних горизонтов кварцевых жил (Чухров, 1948, 1960; Коржинский, 1955, и др.), где отложение мусковита происходит за счет глинозема, перемещенного из нижележащих горизонтов. Для Восточно-Коунрадского месторождения, где оторочки мусковита характеризуют верхний «надрудный» пояс, Ф. В. Чухровым (1948) отмечается вертикальный размах поясов в несколько сотен метров. Таким образом, интенсивное развитие мусковитовых оторочек в зальбандах кварцевых жил свидетельствует о их перспективности на глубину.

В слюдяных оторочках, даже если они развиты вдоль кварцевых жил, в которых на данном эрозионном срезе вольфрамовые минералы не наблю-

даются, анализами постоянно фиксируется трехокись вольфрама. Детальные исследования этих оторочек показали, что вольфрамсодержащим минералом является тонкозернистый шеелит, концентрирующийся между листочками мусковита. Присутствие трехокиси вольфрама в слюдяных оторочках «безрудных» на данном срезе кварцевых жил может служить индикатором их перспективности на более глубоких горизонтах.

Какой-либо зависимости степени развития вольфрамитовой минерализации в кварцевых жилах от химических особенностей вмещающих их пород (в эндо- и экзоконтактовых зонах) по имеющимся материалам не устанавливается.

Наибольшее количество представителей кварцево-вольфрамитового минерального типа сконцентрировано в районе Белокурихинского интрузивного массива: Осокинское, Осиновское, Черновское, Устаурихинское и другие месторождения, расположенные среди позднегерцинских гранитов; Дмитриевское, Батунковское и др. — в древнем гнейсо-гранодиоритовом интрузиве. Все месторождения и рудопроявления в районе локализуются в пределах субширотных зон повышенной трещиноватости. Кварцево-вольфрамитовые жилы, локализующиеся в этих тектонических зонах, как правило, имеют субширотное простирание.

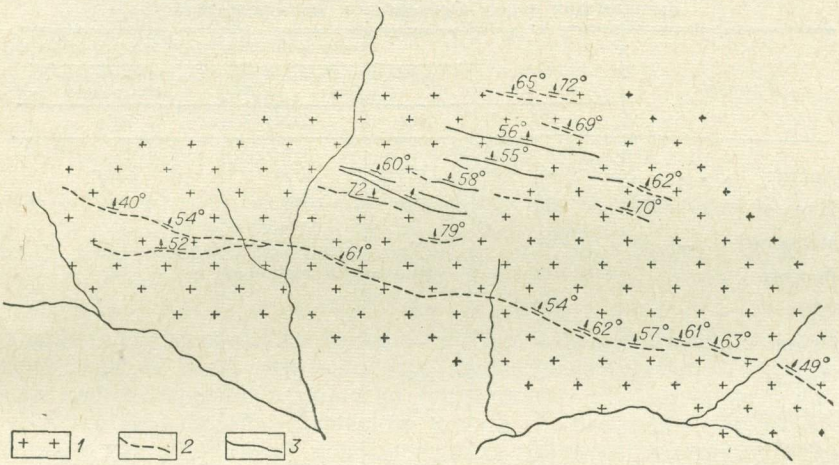


Рис. 10. Схема геологического строения Осиновского месторождения (по материалам ГРП):

1 — биотитовые порфировидные граниты; *2* — кварцево-вольфрамитовые жилы 1-й генерации; *3* — кварцево-вольфрамитовые жилы 2-й генерации.

Осиновское месторождение (рис. 10), обнаруженное в 1940 г. (Коропец, Дубинкин, 1940), расположено в южной части Белокурихинского массива, в верховьях рч. Осиновка. Месторождение приурочено к региональной широтной тектонической зоне среди порфировидных гранитов, которая в пределах месторождения отчетливо фиксируется многочисленными аплитовыми дайками, пегматитовыми телами, полосами грейзенизированных пород и кварцево-вольфрамитовыми жилами двух генераций.

Преобладающая масса жил при субширотном простирании падает на север под углом 40—80° и только отдельные апофизы крупных жил имеют крутое южное падение. По простиранию жилы прослеживаются от нескольких метров до десятков и даже сотен при мощности до 0,6 *м*. Расстояния между жилами, образующими иногда кулисы, колеблются от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Как по простиранию, так и по мощности жилы не выдержаны и часто разветвляются. С глубиной намечает-

ся тенденция к концентрации мелких жил и прожилков в отдельные пучки или даже жилы.

Наиболее распространены жилы второй генерации, приуроченные к той же системе трещиноватости, в которой ранее были локализованы кварцевые жилы первой генерации. Подновление трещинной зоны привело к заметному рассланцеванию аплитов, пегматитов и особенно ранних кварцевых жил, которые в настоящее время сложены серией тонких субпараллельных плит давленного кварца.

Рудная минерализация этих разновозрастных кварцевых жил близка. В более поздних жилах несколько повышена роль сульфидов (пирит, висмутин, халькопирит), появляется, хотя и в незначительном количестве, молибденит. Эти же жилы сопровождаются более интенсивной грейзенизацией. В грейзеновых оторочках местами отмечаются вольфрамит, пирит и шеелит. В кварцевых жилах постоянно устанавливается вкрапленность мусковита, полевого шпата и флюорита. В поздних жилах зафиксирован шабазит, выполняющий друзовые полости в кварце. Эволюция акцессорных минералов в процессе грейзенизации характеризуется табл. 7.

Таблица 7

Эволюция акцессорных минералов (*г/т*) в процессе грейзенизации вмещающих пород Осиновского месторождения

Минерал	Гранит	Околотрещинный грейзен		
		Грейзенизированный гранит		Кварцево-мусковитовый грейзен
	214	211	212	213
Апатит	447	1300	1092	3311
Циркон	154	259	90	21
Магнетит	9011	—	—	—
Мартит	38	65	9	—
Сфен	2090	е.з.	—	е.з.
Рутил	—	—	18	—
Анатаз	—	е.з.	27	150
«Лейкоксен»	—	»	е.з.	е.з.
Торит	е.з.	»	»	—
Флюорит	66	4967	3600	774
Турмалин	е.з.	е.з.	—	—
Молибденит	»	»	—	е.з.
Пирит	190	2246	4300	420
Висмутин	—	—	е.з.	е.з.

В юго-восточном эндоконтакте Белокурихинского массива среди порфировых гранитов располагается Осокинское месторождение (открыл в 1942 г. С. Ф. Дубинкин, изучали И. П. Коропец, А. И. Александров, В. И. Сотников и др.). Оно представлено рядом разрозненных субпараллельных кварцевых жил широтного простирания (рис. 11), прослеженных от 40 до 450 *м* при мощности от 0,05 до 1,95 *м*. Расстояние между ними колеблется от нескольких десятков до 100 *м*.

Кварцевые жилы залегают преимущественно среди слабо грейзенизированных гранитов и лишь частично заходят в останец кровли интрузива, сложенный ороговикованными сланцами и скарнированными известняками. Там жилы, до этого очень выдержанные, ветвятся и быстро выклиниваются.

В гранитах жилы сопровождаются грейзеновыми оторочками (от 1 до 40 *см*), для которых зафиксирована следующая метасоматическая зональность (от жилы): мусковитовый грейзен с кварцем, переходящий местами в прерывистую слюдяную оторочку, кварцевый грейзен, кварцево-мусковитовый грейзен с калиевым полевым шпатом, грейзенизированный гранит, биотитовый порфировидный гранит. Последняя метасоматическая зона характеризуется ортоклаз-альбит-кварц-мусковит-биотитовым парагенезисом, аналогичным мусковитизированным гранитам площадного типа, развитым в районе месторождения.

В грейзенах на отдельных участках отмечается обильная мелкая вкрапленность молибденита, пирита и значительно реже—вольфрамита и висмутина.

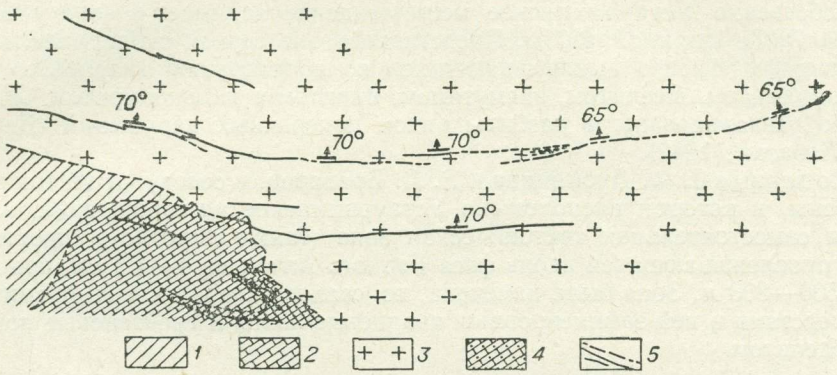


Рис. 11. Схема геологического строения первого участка Осокинского месторождения (по И. П. Коропцу):

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — порфировидные биотитовые граниты; *4* — скарнированные известняки; *5* — кварцевые жилы.

Эволюция акцессорных минералов в процессе грейзенизации может быть выражена табл. 8. Здесь нет исходных (неизмененных) пород, которые в пределах месторождения фактически отсутствуют. При анализе в качестве их с некоторой долей условности можно, по-видимому, использовать акцессорную характеристику порфировидных гранитов Осиновского месторождения (см. табл. 7).

Вдоль кварцевых жил в известняках наблюдается аплит-пегматитовая оторочка (мощность около 0,2 *м*), сменяющаяся затем плагиоклаз-везувиан-пироксен-тремолитовым скарном и мраморизованными известняками. Аплит-пегматитовая оторочка отделяется от кварцевой жилы обычно маломощной слюдяной оторочкой. Жилы здесь содержат вкрапленность полевого шпата и кальцита.

Основным рудным минералом месторождения является вольфрамит, в виде крупных кристаллов (до 10—12 *см*) и гнезд (до 20 · 30 *см*) неравномерно распределенный в кварцевых жилах. В подчиненном количестве присутствуют висмутин (также образующий иногда кристаллы до 10—12 и гнезда до 15—20 *см*), пирит, реже — молибденит и единичные зерна шеелита. Шеелит встречается также в скарнах.

И. П. Коропец считает, что кварцевые жилы Осокинского месторождения по своему характеру весьма сходны с жилами второй генерации Осиновского месторождения.

Юго-западным продолжением Осиновского месторождения служит Щ е м и л о в с к о е р у д о п р о я в л е н и е, приуроченное к контакту гранитоидов со скарнированными карбонатными породами и представлен-

ное серией кварцевых жил (мощностью от 0,08 до 1,35 *м*) с бедной молибдено-висмуто-вольфрамовой минерализацией. В грейзеновых оторочках убогая вкрапленность молибденита. Анализами молибден установлен и в скарнированных породах.

В центральной части Белокурихинского массива, в 5—6 *км* к северу от Осиновского месторождения, расположено Устаурихинское месторождение (открыли в 1941 г. И. П. Коропец и С. Ф. Дубинкин), приуроченное к региональной тектонической зоне, имеющей широтное простирание и прослеженной на 5 *км* (от кл. Маринкина до устья кл. Тонкого) при ширине 0,2 *км*. На всем своем протяжении тектоническая зона фиксируется кварцевыми жилами, зонами грейзенизации, свалами кварца с вольфрамитом.

Собственно Устаурихинское месторождение занимает в зоне участок длиной 760 и шириной 150 *м*. Представлено оно серией субпараллельных маломощных, быстро выклинивающихся по простиранию кварцевых жил с вольфрамитом, шеелитом, висмутином, пиритом и халькопиритом. Жилы обычно развальцованы и разбиты рядом поперечных нарушений (Дербиков, Лабазин, 1942).

По данным С. Ф. Дубинкина и Е. Л. Браварец, к северу от тектонической зоны, в которой расположено Устаурихинское месторождение, намечается самостоятельная тектоническая зона (также широтного простирания), прослеживающаяся вдоль фаса Горного Алтая на 4—4,5 *км* при ширине 500—800 *м*. Зона была намечена по свалам кварца с вольфрамитом. Впоследствии в ней зафиксированы кварцевые жилы и грейзеновые зоны с молибденитом.

Таблица 8

Эволюция акцессорных минералов (*г/т*) в метасоматитах Осокинского месторождения

Минерал	Гранит		Околорудный грейзен		
	«двуслюдяной»	«мусковитизированный»	грейзенизированный гранит	кварцевый грейзен	мусковитизированный грейзен
	328	327	325	324	323
Апатит	6,1	е.з.	е.з.	е.з.	—
Циркон	е.з.	»	—	—	—
Магнетит	»	»	е.з.	—	—
Мартит	—	—	—	—	е.з.
Ильменит	30,7	е.з.	е.з.	—	3,1
Рутил	3,0	—	—	—	10,2
Анатаз	—	5,4	4,4	е.з.	—
«Лейкоксен»	3,0	е.з.	—	»	е.з.
Ортит	е.з.	—	—	—	—
Ксенотим	3,0	5,4	4,4	—	—
Поликраз	е.з.	—	—	—	—
Гранат	67,7	43,2	е.з.	е.з.	—
Флюорит	30,7	е.з.	»	—	—
Турмалин	е.з.	—	—	—	—
Пирит	120,2	245,0	104,8	110,4	127,3
Антимонит	—	—	е.з.	—	—
Корунд	е.з.	—	»	—	—

В западной части Устаурихинской тектонической зоны одновременно с Устаурихинским месторождением было обнаружено Черновское месторождение. Здесь рудное поле пространственно приурочено к широтной тектонической зоне, прослеженной с перерывами на 2—2,5 *км* при ширине около 200 — 300 *м*. Кварцевые жилы в тектонической зоне также имеют широтное простирание с преимущественным падением на север под углом 45—60°. Как и в случае Устаурихинского месторождения, жилы интенсивно развальцованы, часто затерты среди давленных гранитов и имеют форму линз мощностью в среднем около 10—15 *см*. Кварцевые жилы несут редкую вкрапленность флюорита и полевых шпатов. Из рудных минералов преимущественно развиты вольфрамит, реже — пирит, шеелит, халькопирит и висмутин. Вдоль жил — слабая грейзенизация вмещающих пород.

В пределах Черновской рудной зоны зафиксированы рудопроявления (ключи Крутой, Объездчикова, Крутенький и др.), представленные мно-

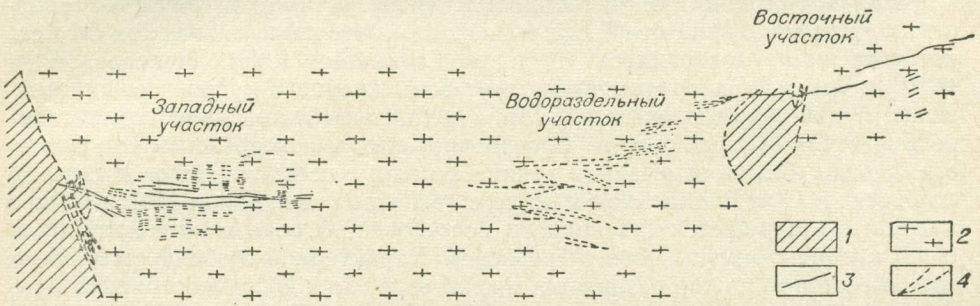


Рис. 12. Схема геологического строения Батунковского месторождения (по И. П. Коропцу) : *1* — сланцы, *2* — гнейсо-гранодиориты; *3* — кварцевые жилы мощностью более 2 *см*; *4* — кварцевые прожилки.

гочисленными, но обычно маломощными кварцевыми жилами с убогой вкрапленностью вольфрамита, пирита и реже — молибденита, висмутина. Простирание кварцевых жил совпадает с общим простиранием широтной тектонической зоны.

Из месторождений экзоконтактовой зоны Белокурихинского интрузивного массива в первую очередь следует отметить наиболее хорошо вскрытое Батунковское месторождение (открыл в 1944 г. И. П. Коропец), приуроченное к единой с Осокинским месторождением региональной широтной тектонической зоне. Оно представлено серией субпараллельных маломощных (обычно 1—5 *см*, иногда до 0,5 *м*) сильно ветвящихся кварцевых жил, образующих прерывистую субширотную рудную зону среди древних гнейсо-гранодиоритов и отчасти ороговикованных сланцев (рис. 12).

По простиранию рудная зона прослежена на 950 *м* при мощности от 50 до 150 *м*. Общее падение зоны на север под углом 60—70°. Аналогичное падение (50—80°) имеют и сильно сближенные кварцевые жилы зоны. По простиранию жилы прослеживаются на 50—80 *м*, кулисообразно заходя друг за друга. В целом они образуют своеобразный штокверк, в центральной части которого выделяются свиты наиболее мощных и сближенных кварцевых жил, фиксирующих, очевидно, тектонически наиболее проработанные участки. В связи с влиянием трещиноватости древних гнейсо-гранодиоритов все жилы к востоку постепенно отклоняются от широтного простирания (так характерного для кварцевых жил в позднегерцинских гранитах и ближайшей от массива части экзоконтактовой зоны) к северо-

востоку. Выклинивание жил постепенное, через проводники и зоны грейзенизации.

Выделяются три рудных участка. Наиболее крупные и богатые кварцевые жилы зафиксированы в пределах максимально вскрытого эрозией Западного участка. Для менее эродированного Восточного и особенно Центрального участков более типичны маломощные жилы и прожилки с убогим оруденением.

Кварцевые жилы, иногда несущие турмалин и более редкую вкрапленность полевых шпатов, флюорита и мусковита, содержат значительное количество пирита. Из вольфрамовых минералов преобладает вольфрамит, однако количество шеелита также повышено. Значительно реже встречаются молибденит и висмутин. Гнейсо-гранодиориты в зальбандах кварцевых жил грейзенизированы (оторочка от нескольких миллиметров до 0,4—0,5 *м*). Изменение ороговикованных сланцев значительно слабее (преимущественно окварцевание).

Для характеристики особенностей метасоматической оторочки кварцевых жил можно привести профиль, исследование теплофизических свойств которого нами проводилось (Дударев, Сотников, 1965). Непосредственно к гнейсо-гранодиоритам примыкает зона кварцево-мусковитовых грейзенов с калиевым полевым шпатом и реликтами интенсивно серицитизированных зерен плагиоклаза. В гранодиоритах в непосредственной близости от зоны иногда отмечаются редкие неполные псевдоморфозы мусковита по биотиту. С приближением к жиле в грейзене увеличивается количество кварца и сокращается (до полного исчезновения) содержание калишпата (зона кварцево-мусковитового грейзена). Характерной особенностью обеих зон является широкое развитие в них пирита до (3%) и постоянное присутствие шеелита (среднее по двум зонам 50 *г/т*). Эволюция акцессорных минералов в процессе метасоматоза характеризуется табл. 9.

Таблица 9

Эволюция акцессорных минералов (*г/т*) в метасоматически измененных гранодиоритах Батунковского месторождения

Минерал	Гранодиорит	Околотрещинный метасоматит			
		Кварцево-мусковитовый грейзен с калишпатом	Кварцево-мусковитовый грейзен		
	350	349	348	351	353
Апатит	0,5	—	4,1	10,5	—
Циркон	13,8	е.з.	е.з.	е.з.	е.з.
Магнетит . . .	1438	32,1	5,8	—	—
Мартит	—	30,2	28,4	57,0	4,4
Ильменит . . .	—	—	—	е.з.	—
Сфен	2,3	—	е.з.	—	—
Анатаз	—	—	—	е.з.	—
Ортит	13,8	—	—	»	—
Гранат	е.з.	—	е.з.	»	—
Флюорит . . .	4,6	163,0	330,1	354	е.з.
Турмалин . . .	е.з.	111,0	е.з.	е.з.	—
Шеелит	4,6	—	»	—	35,5
Пирит	336	21116,0	31006,0	24270,7	2626,7

Дмитриевское месторождение, обнаруженное Ю. А. Спейтом в 1943 г., приурочено к южной, Осиновско-Дмитриевской, субширотной тектонической зоне, прослеживающейся по южной окраине Белокурихинского интрузивного массива на расстоянии около 20 *км*. Месторождение локализовано среди древних гнейсо-гранодиоритов. В районе месторождения проявлены две рудные зоны широтного простирания, насыщенные кварцево-полевошпатовыми жилами и прожилками того же, что и зоны, субширотного простирания при крутом падении на север. Мощность жил колеблется от 0,05 до 1,15 *м* (в среднем 0,6 *м*). Наиболее мощные (жила № 1) содержат реликты грейзенизированных гранодиоритов. Характерны полосчатые жилы, представляющие собой чередование полосок, сложенных полевошпатовым материалом, и тонких (иногда нитевидных) полосок серого кварца. В полевошпатовом материале развиты прихотливые выделения флюорита и выделения серицита по мелким трещинкам. К полевошпатовому же материалу тяготеет в основном и вольфрамит, в сростках с которым встречается шеелит. Изредка отмечаются пирит и висмутин. Жилы местами разбиты на ряд тонких субпараллельных плит, ориентированных вдоль их простирания. По характеру строения и минерализации эти жилы И. П. Коропец сопоставляет с многими жилами Осиновского месторождения, имеющими на верхних горизонтах аналогичный кварцево-полевошпатовый состав.

Непосредственно к Дмитриевскому месторождению примыкает рудопроявление кл. Дрезговитый. Здесь проявлены две системы кварцевых жил, фиксирующие две разнонаправленные тектонические зоны. В субмеридиональной тектонической зоне, проявленной в виде полос интенсивного разгнейсования в гранодиоритах (эта система зафиксирована также и в пределах Дмитриевского месторождения), вскрыта кварцевая жила того же простирания с редкой вкрапленностью полевого шпата, шеелита и реже — вольфрамита. Основная же масса жил приурочена к более молодой широтной тектонической зоне, пересекающей полосы разгнейсования. Основным рудным минералом здесь является вольфрамит, очень редко встречаются шеелит, пирит, халькопирит, молибденит и висмутин. К широтной тектонической зоне приурочены также зоны грейзенизации. По-видимому, как в случае Осиновского месторождения, здесь тоже проявлены кварцевые жилы двух генераций.

К Осиновско-Дмитриевской тектонической зоне приурочено и открытое в 1951 г. Верхнебелокурихинское месторождение (рис. 13), представленное субширотными кварцевыми жилами среди полос грейзенизированных гранодиоритов, и мелкими быстро выклинивающимися прожилками. По простиранию жилы прослежены от 10 до 340 *м* при мощности от 0,04 до 0,40 *м*. Ведущим рудным минералом является вольфрамит, вокруг которого узкими каймами развивается шеелит. Оруденение гнездовое. Из других рудных минералов присутствуют пирит, халькопирит, реже — галенит, сфалерит; из жильных — флюорит, серицит, редко — турмалин. Аналогичная минерализация, но очень убогая, устанавливается и среди полос грейзенизированных пород.

Наконец, в 2,5 *км* к югу от Осиновского месторождения находится еще одно — Иванкинское (открыли в 1942 г. И. П. Коропец, С. Ф. Дубинкин), расположенное в южном экзоконтакте Белокурихинского интрузивного массива среди слюдяных сланцев, амфиболитов и гнейсо-гранитов. Рудные тела месторождения представлены маломощными (до нескольких сантиметров) кварцево-турмалиновыми жилками с мусковитом и флюоритом, содержащими рассеянную вкрапленность вольфрамита, шеелита и пирита. Вмещающие породы около жил обогащены турмалином.

По характеру изменения вмещающих пород много общего с Иванкин-

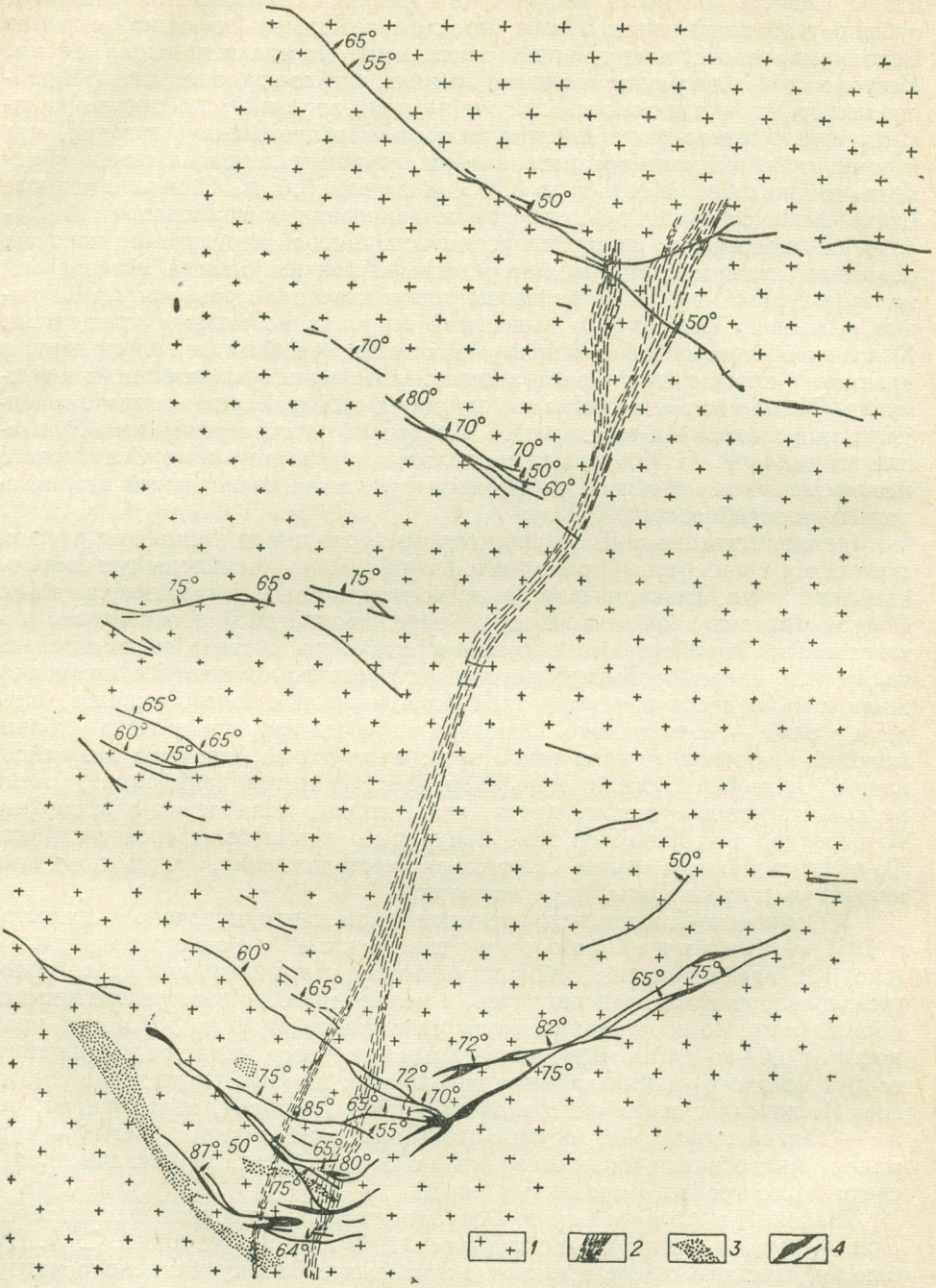


Рис. 13. Схема геологического строения Верхнебелокурихинского месторождения (по данным ГРП):

1 — гранодиориты; *2* — зона разгнейсования; *3* — зона грейзенизации; *4* — кварцевые жилы с зонами грейзенизации.

ским имеет Верхнеслюдянское месторождение, открытое в 1941 г. А. И. Александровым (1947). Оно расположено в экзоконтактовой зоне Талицкого интрузивного массива среди метаморфизованных песчано-сланцевых отложений нижнего палеозоя, прорванных мелкими телами габбро-диоритов, многочисленными мелкими выходами пегматитов и аплитов, и представлено серией кварцево-вольфрамитовых жил (преимущественно северо-западного простирания с крутым падением на ЮЗ и реже на СВ), заключенных между двумя зонами разлома того же северо-западного направления. Зоны разлома выполнены мощными (до 5 *м*) кварцевыми жилами с убогой вкрапленностью вольфрамита, шеелита и сульфидов.

Наряду с вольфрамитом, который чаще тяготеет к зальбандам кварцевых жил, придавая им поясовое строение, или же гнездообразно распределяется по всей жиле, в заметных количествах присутствуют шеелит, халькопирит и пирит, реже — молибденит. Постоянно отмечаются турмалин и флюорит. Шеелит, как правило, ассоциирует с вольфрамитом, часто развиваясь по последнему. Образование шеелита происходило во вторую стадию минерализации совместно с отложением сульфидов. Кварцево-вольфрамитовые жилы к моменту проявления этой стадии во многих местах были подроблены, а иногда даже интенсивно рассланцованы.

Ороговикованные породы около кварцевых жил в значительной степени обогащены турмалином (до образования турмалиновых пород), содержание которого с удалением от жил падает. В зальбандах постоянно присутствуют слюдяные оторочки. Диориты вдоль жил грейзенизированы. Характерно, что с глубиной мощность кварцевых жил при переходе их из роговиков в диориты увеличивается.

К кварцево-вольфрамитовому минеральному типу можно отнести и многочисленные рудопроявления района Мульчихинского рудного поля и более северных площадей, имеющие в своих геологических и структурных особенностях много общего с самим Мульчихинским месторождением, но отличающиеся от него меньшей интенсивностью проявления гидротермального процесса и, в частности, значительно меньшим развитием молибденита. Большинство этих рудных проявлений приурочено к единой с Мульчихинским месторождением тектонической зоне северо-северо-западного простирания.

В южной части зоны зафиксировано Чернухинское рудопроявление, представленное рядом выклинивающихся невыдержанных кварцевых жилок мощностью до 4 *см*, содержащих местами редкую вкрапленность вольфрамита, шеелита, пирита и очень редко — халькопирита. Аналогичная минерализация, но еще более убогая, отмечается в зонах грейзенизированных пород, которые, согласно А. И. Александрову, по структуре напоминают перистые зоны Мульчихинского месторождения.

К северо-западу от Мульчихинского месторождения в тектонической зоне вскрыто Александровское рудопроявление, рудные тела которого представлены тонкими (до 2—3 *см*) кварцево-турмалиновыми прожилками северо-северо-западного простирания, содержащими вкрапленность вольфрамита и шеелита. Жилки чаще всего расположены кулисообразно, иногда образуют сетчатую структуру. Мелкозернистые граниты, вмещающие кварцево-турмалиновые жилки, слабо грейзенизированы (в аплитовидных гранитах изменения практически не отмечаются). В верховьях рч. Кучиха в зоне вскрыты мощные (до 0,8 *м*) кварцевые жилы с вкрапленностью пирита, халькопирита, реже — шеелита и молибденита. Порфировидные граниты вдоль этих жил сильно окварцованы.

Кварцево-турмалиновые жилы вообще являются характерными для рассматриваемого куста рудных проявлений кварцево-вольфрамитового

типа. Именно к кварцево-турмалиновым жилкам, выполняющим перистые трещины (типа Мульчихинского месторождения) в гранитах и гранит-порфирах, приурочено оруденение Кабарзихинского рудопроявления. Здесь вскрыто свыше 50 мелких (от 1 до 3 *см*) жилок, прослеженных по простиранию от 3 до 30 *м*. В целом вскрыты две рудные зоны линейно-перистого строения, прослеживающиеся соответственно на 70 и 25 *м* при ширине от 1,5 до 4 *м*. Простирание зон (СЗ, 325—330°) совпадает с общим простиранием региональной тектонической зоны. Граниты в пределах рудных зон слабо грейзенизированы. Турмалин в жилах слагает до 30—40% жильного выполнения, встречаются и сплошные турмалиновые жилки. Жилы несут вкрапленность полевых шпатов и мусковит в зальбандах. Из рудных минералов чаще встречается шеелит, количественно несколько преобладающий над вольфрамитом. Устанавливаются гнезда и рассеянная вкрапленность молибденита, пирита и реже — халькопирита.

Кварцево-турмалиновые и кварцевые жилки (обычно маломощные и преимущественно северо-западного, согласного с тектонической зоной, простирания, с редкой вкрапленностью вольфрамита, пирита, реже — шеелита, молибденита, халькопирита и еще реже — висмутина) зафиксированы на рудопроявлениях кл. Черничный, левого склона ручьев Кучиха и Мутнушинский, рек Сибирячиха, Калиниха, Черепаниха, кл. Петушкин и др. Вмещающие породы вдоль этих зон грейзенизированы и несут убогую вкрапленность рудных минералов, преимущественно пирита, шеелита и реже — молибденита. Процессы грейзенизации наиболее интенсивно проявлены в порфировидных гранитах, гранит-порфиры и аплитовидные граниты изменены слабо. Характерной структурной особенностью большинства этих рудопроявлений является наличие линейно-перистых рудных зон, так типичных для Мульчихинского месторождения, что, очевидно, является отражением специфичности развития региональной Мульчихинской тектонической зоны в предрудный этап.

В пределах рудопроявления кл. Петушкин вскрыто шесть подобных линейно-перистых зон, прослеженных (СЗ, 330 — 340°; падение СВ, ∠ 70—75°) от 80 до 140 *м* при мощности 3—5 *м*. Зоны сложены кварцевыми и кварцево-турмалиновыми жилами мощностью от долей сантиметра до 35—40 *см*, имеющими простирание 290—320° при падении на юго-запад под углом 60—70°. Эти жилы, прослеживающиеся на незначительные расстояния (от 1 до 10 *м*), выполняют перистые трещины отрыва. Жилы несут вкрапленность пирита, халькопирита, редко — вольфрамита и висмутина. В пределах рудных зон вмещающие их мелкозернистые граниты слабо грейзенизированы.

К кварцево-вольфрамитовому минеральному типу относятся и некоторые участки Казандинского месторождения (рис. 14), открытого в 1944 г. А. И. Александровым (1947). В частности, А. И. Александровым на водоразделе ключей Тришкина и Смородинного отмечались кварцевые жилы мощностью до 10 *см* с турмалином и вольфрамитом. Вольфрамитсодержащие рудные тела месторождения приурочены, в основном, к аплитовидным гранитам. При переходе аплитовидных гранитов в другие разности вольфрамитовая минерализация исчезает, уступая место редкометальному оруденению (например, в «мусковитовых» гранитах). Вольфрамоносные кварцевые жилы отличаются невыдержанностью и иногда представлены серией сближенных линзообразных тел. Кроме вольфрамита и шеелита, который на отдельных участках жил преобладает над вольфрамитом, присутствуют висмутин, пирит, молибденит и реже — сфалерит. Роль висмутина особенно велика в кварцевых жилах, залегающих в роговиках.

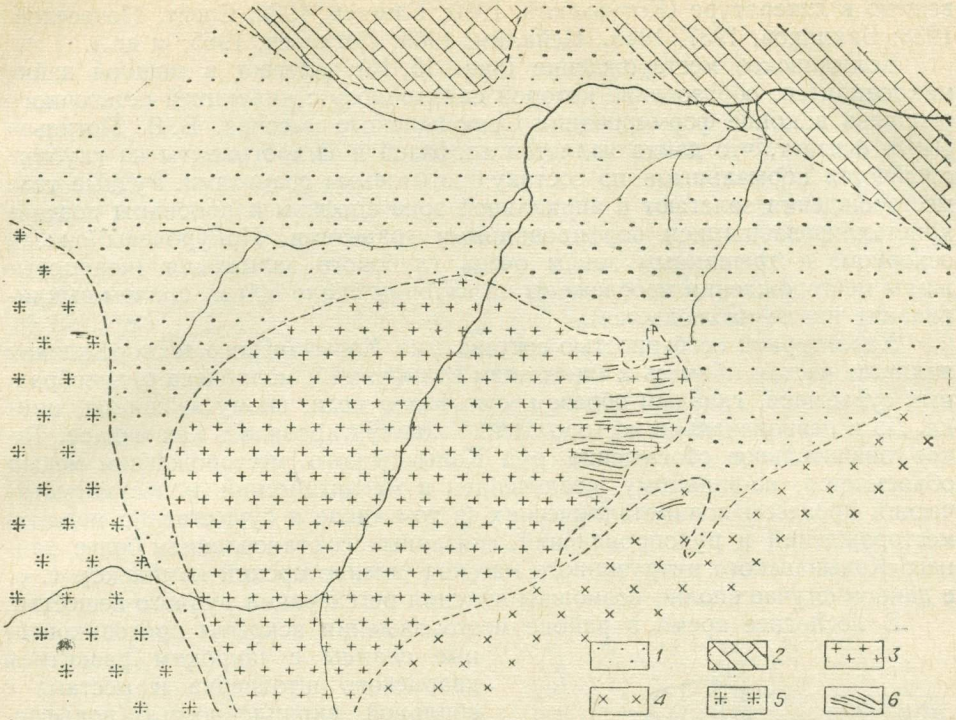


Рис. 14. Схема геологического строения Казандинского месторождения (по данным ГРП):

1 — песчано-глинистые сланцы, роговики и ороговикованные породы; *2* — известково-мергелистая толща; *3* — «мусковитовые» граниты; *4* — аплитовидные граниты; *5* — «двуслюдяные» граниты; *6* — кварцевые жилы.

В экзоконтактовой зоне Коровихинского интрузивного массива выявлены два кварцево-вольфрамитовых рудопроявления: Раскатинское и Лотовское.

Раскатинское рудопроявление (юго-восточный экзоконтакт массива). На его площади среди кварц-полевошпатовых порфиров и роговиков вскрыто 14 кварцевых жил, имеющих простирание СЗ, 340° и падение ЮЗ, ∠ 40 — 50°. По простиранию жилы прослежены от 10 до 220 *м* при мощности от 1 до 15 *см*. Жилы расположены субпараллельно при расстоянии между ними в 5—7 *м*, несут вкрапленность вольфрамита, пирита, висмутина, полевых шпатов, мусковита и сопровождаются слюдяными оторочками. Вмещающие породы в зальбандах жил окварцованы и серицитизированы.

Лотовское рудопроявление (северо-западный экзоконтакт массива) расположено среди эффузивно-осадочных пород куратинской формации девона, представленных кварцевыми порфирами, фельзитпорфирами с подчиненными им порфиритами, метаморфическими сланцами и известковистыми прослоями. Вблизи интрузивного массива породы ороговикованы. Кварцевые жилы, залегающие в 1—1,3 *км* от контакта массива, содержат вкрапленность и гнезда полевых шпатов, флюорита, турмалина, вольфрамита, пирита, висмутина, молибденита, единичные зерна сфалерита и сопровождаются слюдяными оторочками.

В пределах Северо-Западного Алтая представителем кварцево-вольфрамитового минерального типа является Колыванское месторождение — первое из месторождений Горного Алтая, в рудах которого был обнаружен вольфрамит. Месторождение довольно широко ос-

вещено в литературе (Котульский, 1918; Елисеев, 1932; Спейт, Новоселов, 1938; Баклаков, 1937, 1945; Цейклин, 1939; Потапьев, 1965, и др.).

Колыванское месторождение (рис. 15, 16) залегает в мощной дайке микроаплитов, образование которой связывалось с инъекцией остаточного расплава в конце формирования Синюшинского массива. В. В. Потапьев (1965) считает, что дайка является апофизой и микрограниты на глубине сменяются нормальными по составу биотитовыми гранитами. Рудные тела месторождения залегают в апикальной зоне апофизы и прорваны позднее кристаллизовавшимися порфировидными гранитами. Приурочены они, в основном, к трещинным зонам очень глубокого заложения (кварцевые жилы месторождения прослежены на глубину около 500 *м*, причем выклинивание их не наблюдается).

Характерной особенностью состава жил Колыванского месторождения является частая примесь к минералам вольфрама и молибдена разнообразных сульфидов, главным образом сульфидов меди, висмута, свинца, цинка. Да и первоначально месторождение эксплуатировалось как медное. Такое значительное обогащение руд Колыванского месторождения медью объясняется, по-видимому, вовлечением в магматический и постмагматический процессы полиметаллических (в том числе и существенно медных) месторождений и рудопроявлений, связанных со становлением более раннего Колыванского интрузивного массива (змеиногорский комплекс), т. е. в данном случае вполне возможны явления регенерации рудного вещества.

В последнее время в районе месторождения вскрыты ороговикованные сланцы с широким развитием кварцевого штокверка и местами с обильной вкрапленностью вольфрамита и флюорита (Зильберман и др., 1959).

Несомненный интерес представляет выявленное в 1942 г. Ново-Колыванское месторождение (рис. 17), локализованное среди темно-серых и зеленоватых сланцев и рассланцованных известняков (В. А. Кузнецов и др., 1966; Потапьев, 1965) в 2 *км* от контакта с гранитным массивом. Представлено многочисленными, но мелкими (от 1 до 10—15 *м* по простиранию и от 1 до 10 *см* по мощности на южном участке и соответственно до 50 *м* и от 3 до 40 *см* на северном) кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами с вкрапленностью флюорита, пирита, халькопирита, гематита, вольфрамита и реже — шеелита, апатита и др. В зальбандах жил от-

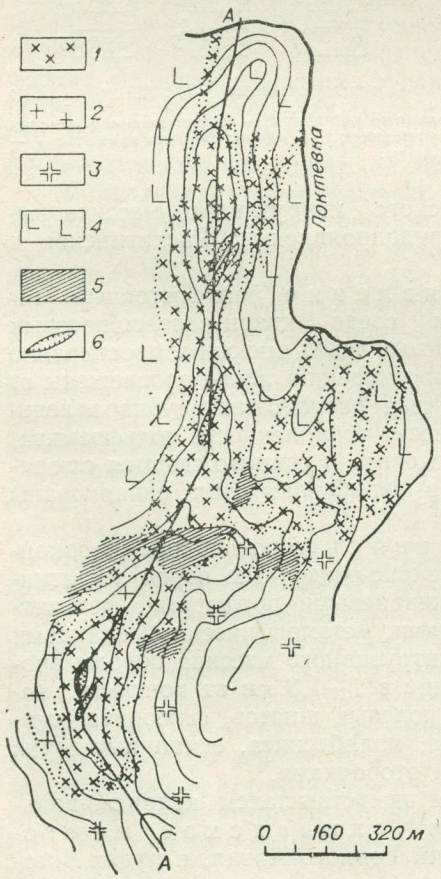


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Колыванского месторождения (В. В. Потапьев, 1965):

1 — гранит-порфиры и гранофиры; *2* — среднезернистые аплитовидные и биотитовые граниты; *3* — средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; *4* — гранодиориты; *5* — роговики, ороговикованные песчаники и сланцы; *6* — карьеры по рудным телам месторождения.

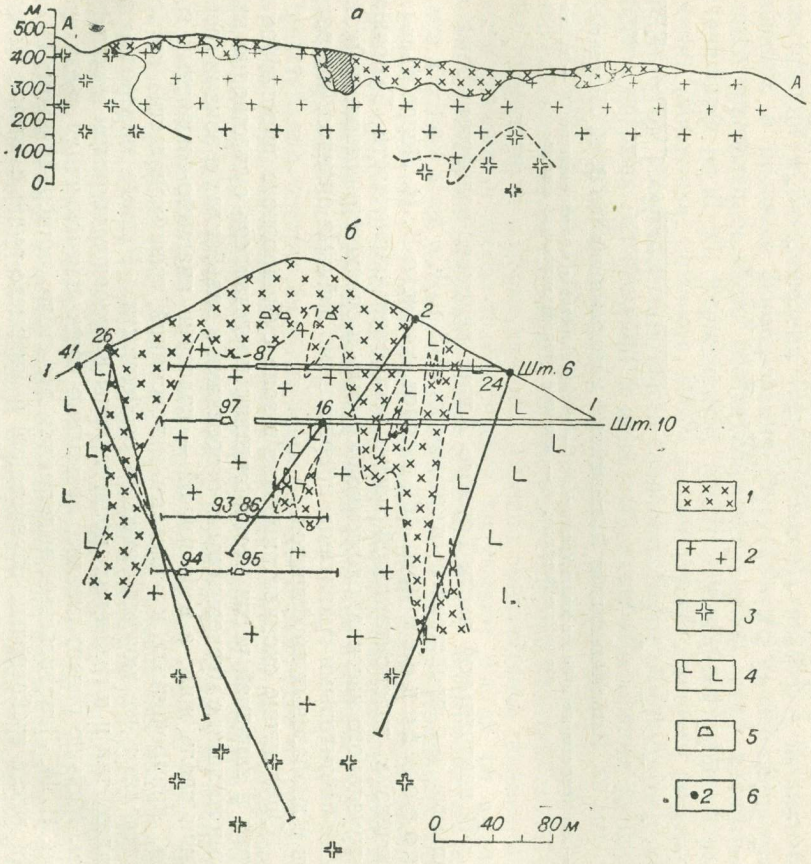


Рис. 16. Разрезы Колыванской апофизы (см. рис. 15):
а — продольный; *б* — поперечный.

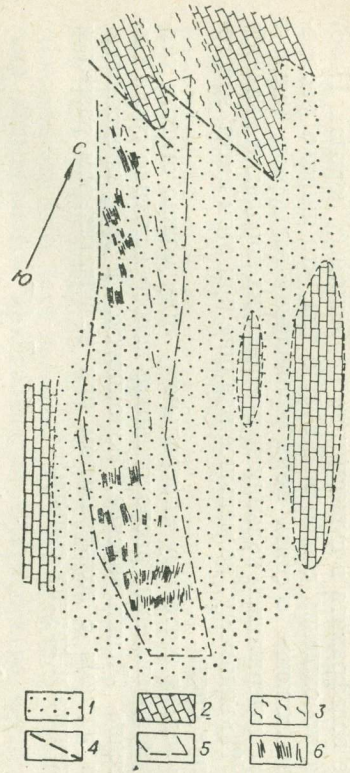


Рис. 17. Схема геологического строения Ново-Колыванского месторождения (по данным А. Д. Снегирева):

1 — ороговикованные сланцы и песчаники; *2* — известняки; *3* — сланцы хлоритовые, кварцево-хлоритовые и др.; *4* — тектонические нарушения; *5* — контур рудной зоны; *6* — кварцевые жилы и прожилки.

мечается слюдяная оторочка, местами — скопления андрадита, эпидота и везувиана. Последние минералы особенно характерны для скарновых месторождений района, где основным рудным минералом является шеелит.

Образование вольфрамита в существенно карбонатных породах Ново-Колыванского месторождения свидетельствует о том, что широко распространенное предположение о связи форм проявления вольфрама (шеелит или вольфрамит) с содержанием кальция во вмещающих породах не является универсальным. По-видимому, не меньшее влияние при этом имеет энергетическое состояние среды.

К кварцево-вольфрамитовому минеральному типу можно отнести также некоторые рудопроявления, расположенные непосредственно среди Синюшинского массива (Ленинградское, Воронцовское и др.), представленные кварцевыми жилами с вольфрамитом при незначительном развитии шеелита, молибденита и других сульфидов.

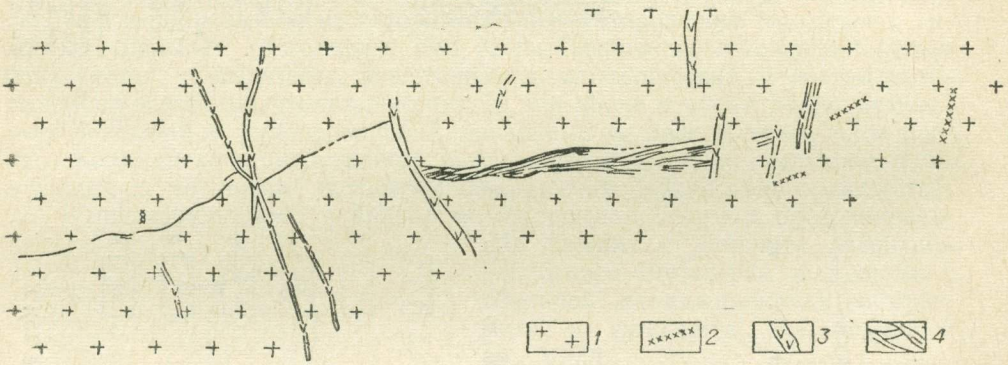


Рис. 18. Разведочный план Калгазанского месторождения (по В. И. Лаврентьеву): *1* — лейкократовые и биотитовые граниты; *2* — дайки аплитов и микрогранитов; *3* — дайки диабазов и порфиритов; *4* — кварцево-вольфрамитовые жилы.

В центральной части Горного Алтая кварцево-вольфрамитовый минеральный тип представлен открытым в 1948 г. Калгазанским месторождением (рис. 18), которое, согласно В. И. Лаврентьеву, приурочено к эндоконтактовой части восточной оконечности Турочакского интрузивного массива, сложенной крупно- и среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами, прорванными дайками аплитов, микрогранитов и диабазовых порфиритов.

Оруденение сконцентрировано в зоне субширотного простирания, которая в западной части месторождения представлена существенно кварцевыми жилами с мусковитовыми оторочками в зальбандах и зонами грейзенизации вдоль жил, а в восточной — полосами кварцево-слюдистых грейзенов, приуроченных к участкам интенсивной трещиноватости, которые и определяют их морфологические особенности. Рудные минералы как в жилах, так и в грейзенах представлены в основном пиритом и вольфрамитом. Меньше развит шеелит, несколько чаще отмечающийся среди грейзенов. В. И. Лаврентьевым выделяются две стадии минерализации: 1) основная масса грейзеновых образований и кварцево-рудные жилы; 2) слабая грейзенизация и практически безрудные кварцевые жилы. Все эти образования пересекаются пострудными дайками диабазов и диабазовых порфиритов.

И, наконец, для Юго-Восточного Алтая в качестве представителя кварцево-вольфрамитового типа можно рассмотреть открытое в 1947 г. В. Г. Пав-

ловым и Н. С. Коржневым и детально изученное В. И. Сотниковым Бугузунское месторождение (Михалева, Сотников, 1947; Сотников, Никитина, 1964; В. А. Кузнецов и др., 1966; Дударев, Сотников, 1966). Оно представляет интерес и потому, что здесь мы имеем дело с проявлением рудной минерализации, связанной со становлением двух разновозрастных магматических комплексов: раннекаледонского (бугузунского) и позднегерцинского (?).

Бугузунское месторождение расположено в эндоконтактовой зоне одноименного крупного мигматитового строения интрузивного массива нижнеордовикского возраста среди биотитовых кристаллических сланцев, биотитовых плагиогранитов, гнейсов и амфиболитов. В разломах, пересекающих грубозернистые гнейсовидные граниты нижнеордовикского бугузунского гнейсо-гранитного комплекса, залегают штоко- и дайкообразные тела более молодого герцинского гранитного комплекса. Именно со становлением этих двух магматических комплексов и связываются нами два типа вольфрамовой минерализации Бугузунского месторождения, отличающиеся друг от друга как возрастом, так и масштабами проявления.

Первый тип оруденения приурочен к зонам площадной грейзенизации в раннекаледонской мигматизированной гнейсовой толще. Эта вольфрамовая минерализация проявилась на значительных площадях, но имеет типичный рассеянный характер. Она связана с проявлением региональной мусковитизации и окварцевания (грейзенизации) гнейсов и пегматитов, занимающих в процессе формирования бугузунского гнейсо-гранитного комплекса определенное место, соответствующее в целом стадии кислотного выщелачивания по Д. С. Коржинскому (1952). Имеющиеся в нашем распоряжении (Михалева, Сотников, 1967) геологические данные и результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют об отсутствии значительного разрыва (во времени) в цепи процессов образования гнейсов, мигматито- и гранитообразования и проявлений метасоматоза.

Детальный анализ грейзенизированных гнейсов и пегматитов показал, что основная масса вольфрама концентрируется в мусковитах (табл. 10), где он присутствует в форме шеелита. Именно присутствием повышенных количеств шеелита в пробах и объясняется получаемое иногда по данным химических анализов довольно высокое содержание вольфрама в пегматитах. Гораздо реже вольфрам фиксируется в мономинеральных пробах кварца и полевых шпатов грейзенизированных пород. Исследование проб этих минералов с наиболее высоким содержанием вольфрама также показало присутствие в них мельчайших зерен шеелита в тесном срастании с указанными минералами.

Представляют интерес анализы кварца и полевых шпатов из гранитов и диоритов, показавшие в отдельных случаях повышенные содержания вольфрама. Вольфрам обнаружен в 80% мономинеральных проб кварца и в 50% проб полевых шпатов (преимущественно плагиоклаза). В этих же минералах из грейзенизированных пород вольфрам отмечается гораздо реже. Последнее обстоятельство (вне зависимости от формы вхождения вольфрама) позволяет предполагать, что источником вольфрама в какой-то степени могли явиться сами вмещающие породы — гнейсы, пегматиты, граниты, диориты. При этом, наряду с высвобождением вольфрама из плагиоклаза (при его мусковитизации) и кварца, возможно извлечение его из межзерновых растворов в процессе их активизации в результате проявления тектонических подвижек уже после формирования гранитоидов и пегматитов.

С проявлением гнейсо-гранитного нижнеордовикского комплекса связано также образование многочисленных (иногда довольно мощных) кварцевых жил, местами несущих редкую вкрапленность шеелита. По своему генезису эти жилы, концентрирующиеся, в основном, среди слабо мета-

Таблица 10

Содержание вольфрама в породах и слагающих их минералах, %*

Породы		№ анализируемой пробы	Химический анализ породы	Количественный и полуколичественный спектральный анализ минералов		
				полевые шпаты	кварц	мусковит
Слабо измененные породы	Песчаники и алевролиты кембро-ордовика	5	0,0025			
		6д	0,0025			
Метаморфические породы	Гнейсы	106 д	0,0046	0,008		
		46	0,0023			0,002
		32	0,0020			0,002
		2	0,0034			
		128 д	0,0030	0,003		
		476	0,0030		0,003	
		12	0,0023			0,002
		107	0,00147	0,002		
	Амфиболиты	111 в	0,0034			
		131 д	0,0056			
		131 в	0,0046			
Гранитоиды	Граниты	14	0,0034	0,01	0,001	
		29	0,0020	0,001	0,005	
		25	0,0020		0,02	
		26	не опр.		0,001	
		49	0,0049			
	Диориты	12 д	0,0070	0,08	0,005	
		52	0,00113	0,002	0,001	
		150 б	0,0013			
	Пегматиты	451 в	0,023			0,003
		478 а	0,0025			0,003
		460 у	0,023			0,001
		464 а	0,020	0,006		0,001
		212 ж	0,020			0,002
		108 г	0,002			0,003
		108 д	0,004		0,008	

*Анализы—химические (В. Г. Цимбалист) и спектральные (Л. Г. Изюмова) выполнены в лабораториях ИГГ СО АН СССР.

морфизованных пород, следует относить к метаморфогенным жилам «альпийского типа».

Вольфрамовая минерализация второго типа, связанная со становлением аляскитовых гранитов, производных герцинского магматического комплекса, проявившегося в связи с активизацией Башкаусско-Карагемского разлома в герцинское время, проявилась преимущественно вдоль тектонических зон, наложенных на грейзенизированные породы $Cm_3 — O_1$, а также порфиры девонского возраста. В дайках порфиров, пересекающих кварцевые жилы «альпийского типа», постоянно фиксируются следы поздней грейзенизации и устанавливается вольфрам в количестве от 0,001 до 0,01%.

Поздняя вольфрамовая минерализация проявлена в виде серии кварцевых жил, сконцентрированных в полосе субмеридионального простирания шириной 200—220 *м*, прослеженной более чем на 1 *км*. В пределах полосы зафиксировано до 20—30 жил мощностью от первых сантиметров

до 25—30 *см*. Жилы, как правило, не выдержаны по простиранию и падению, осложнены пережимами и раздувами и сопровождаются апофизами. Иногда маломощные жилки настолько сближены, что образуют штокверковую зону.

Рудные минералы в кварцевых жилах представлены пиритом, вольфрамитом и в меньшей степени шеелитом (развивающимся, в основном, по вольфрамиту), халькопиритом, висмутином и др. Вольфрамит встречен далеко не во всех жилах. Преимущественно развит он в кварцевых жилах на окраине рудного поля в гипсометрически более высоких участках. Приурочен вольфрамит, главным образом, к трещинкам среди молочно-белого крупнозернистого кварца, а также образует по последнему метакристаллы. Основная масса халькопирита, часто совместно с минералами висмута, проявилась в конце минерализации в виде мелких прожилков, секущих более ранние образования.

Из минералов висмута в рудах отмечены висмутин, эмплектит, виттихенит и тетрадимит. В целом они незначительно развиты. Из нерудных минералов для месторождения, кроме кварца, очень характерен турмалин, представленный несколькими разновидностями. Иногда количество турмалина в жилах настолько велико, что они, по существу, становятся кварцево-турмалиновыми и даже турмалиновыми. За исключением последней очень слабо развитой разновидности (длинностолбчатые призматические кристаллы черного цвета) турмалин по времени образования предшествовал вольфрамиту.

Наиболее поздняя стадия минерализации представлена единичными прожилками халцедоновидного кварца.

Рудоносные кварцевые жилы сопровождаются маломощными (обычно первые сантиметры), слабо проявленными полосами грейзенизации, в которых иногда можно выделить три метасоматические зоны: кварцевый и кварцево-мусковитовый грейзен и грейзенизированная порода. Наиболее развиты две последние зоны. Вдоль некоторых кварцево-турмалиновых жил отмечаются грейзенизированные породы с заметным развитием турмалина. Грейзены также характеризуются присутствием халькопирита, пирита. шеелита, вольфрамита, арсенопирита и др. (табл. 11, рис. 19).

Расчет баланса вещества в процессе грейзенизации (табл. 12) показывает, что при формировании указанных метасоматических зон происходит вынос всех компонентов, за исключением кремнезема, серы — для которых характерен привнос — и железа, валовое содержание которого, в основном, остается постоянным (при переходе двухвалентного железа в трехвалентное). Фиксируется вынос подавляющего большинства элементов-при-

Таблица 11

Эволюция акцессорных минералов в процессе грейзенизации пород Бугузунского месторождения, *г/т*

Минерал	Гнейс	Грейзенизированный гнейс	Кварцево-мусковитовый грейзен	Минерал	Гнейс	Грейзенизированный гнейс	Кварцево-мусковитовый грейзен
Апатит . .	79,6	52	1081,3	Корунд . .	—	—	е.з.
Магнетит .	58,2	7,69	—	Монацит . .	—	—	»
Циркон . .	4,8	1,1	—	Пирит . . .	8,9	2,3	820
Ксенотим .	3,8	—	—	Молибденит	0,19	—	2
Сфен . . .	е.з.	—	—	Халькопирит	—	—	е.з.
Анатаз . .	»	—	—	Шеелит . .	1,3	е.з.	»
Рутил . . .	»	е.з.	е.з.	Вольфрамит	е.з.	—	—
Мартит . .	—	»	10528	Арсенопирит	0,58	е.з.	—
Турмалин .	39,8	284,6	1910				

месей. В несколько повышенных количествах в грейзенах устанавливаются висмут, молибден, ниобий, серебро и вольфрам. В целом вынос преобладает над привносом, что, очевидно, связано с положением грейзенов в низах рудной зоны.

Элементы, выносимые из породы в процессе ее грейзенизации, отчасти концентрируются в кварцевых жилах. Характерно, что все элементы (за исключением лития и стронция), зафиксированные во вмещающих породах, установлены в кварцевых жилах. Элементов, выносимых из породы при образовании грейзенов, в кварцево-вольфрамитовой жиле содержится меньше, чем в самой породе, но больше, чем в грейзене. В жилах устанавливается повышенная концентрация вольфрама, висмута, отчасти молибдена, меди, олова, серебра и др. Таким образом, для вмещающих пород, грейзенов и кварцевых жил характерен, в основном, единый комплекс эле-

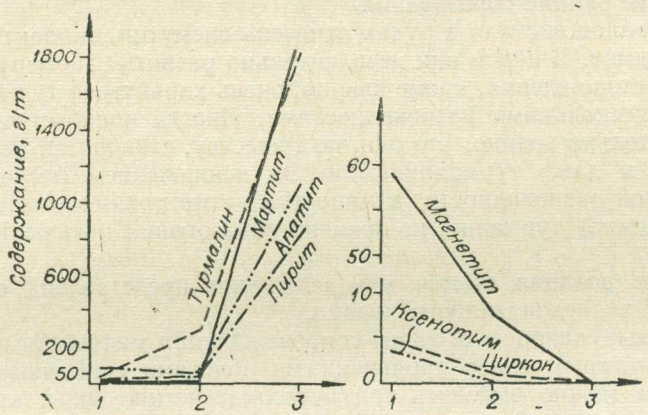


Рис. 19. Эволюция акцессорных минералов в процессе грейзенизации (район Бугузунского месторождения):

1 — гнейсо-гранит; *2* — грейзенизированный гнейсо-гранит; *3* — кварцево-мусковитовый грейзен.

Таблица 12

Химический состав гнейсов, грейзенизированных гнейсов и кварцево-мусковитовых грейзенов

(Объемный вес 2,70*)

Компонент	Гнейс		Грейзенизированный гнейс			Кварцево-мусковитовый грейзен		
	%	100 $см^3г$	%	100 $см^3г$	привнос, + вынос, —	%	100 $см^3г$	привнос, + вынос. —
SiO_2	72,01	194,43	73,45	198,32	+3,89	84,38	227,83	+33,40
TiO_2	0,55	1,48	0,50	1,35	—0,13	0,22	0,59	—0,89
Al_2O_3	12,12	32,72	12,02	32,45	—0,27	4,71	12,72	—20,00
Fe_2O_3	1,06	2,86	0,94	2,54	—0,32	3,78	10,21	+7,35
FeO	3,80	10,26	3,43	9,26	—1,00	0,93	2,51	—7,75
MnO	0,12	0,32	0,10	0,27	—0,05	0,02	0,05	—0,27
MgO	2,76	7,45	2,06	5,56	—1,89	1,17	3,16	—4,29
CaO	0,82	2,21	0,80	2,16	—0,05	0,28	0,76	—1,45
Na_2O	2,43	6,56	2,03	5,48	—1,08	0,81	2,19	—4,37
K_2O	1,97	5,32	2,13	5,75	+0,43	1,87	5,05	—0,27
H_2O	0,18	0,49	0,14	0,38	—0,09	0,07	0,19	—0,30
P_2O_5	0,12	0,32	0,10	0,27	—0,05	не опр.		
SO_3	сл		сл			0,07	0,19	+0,19
П.п.п.	2,63	7,10	2,38	6,43	—0,67	1,19	3,21	—3,89
Сумма	100,57		99,81			99,49		

*Аналитик В. Г. Цимбалист (ИГГ СО АН СССР).

Таблица 13

Содержание акцессорных элементов (%) в кварцевых жилах и вмещающих их породах (по данным 20 анализов)

Элемент	Гнейс	Пегматит	Грейзен	Кварцевая жила
Mn	$3 \cdot 10^{-2} — 1 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-3} — 5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3} — 3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cr	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Ni	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Co	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Cu	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4} — 1 \cdot 10^{-3}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Zn	$8 \cdot 10^{-3}$	$0 — 1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5 \cdot 10^{-4} — 1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4} — 5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Ag	сл.	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Sn	$0 — 3 \cdot 10^{-4}$	$0 — 3 \cdot 10^{-4}$	$0 — 3 \cdot 10^{-4}$	$0 — 6 \cdot 10^{-4}$
Bi	0 — сл.	$0 — 3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	до $1{,}9 \cdot 10^{-2}$
Mo	$0 — 3 \cdot 10^{-4}$	$0 — 2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	до $5 \cdot 10^{-3}$
W		$0 — 1 \cdot 10^{-3}$	до $3 \cdot 10^{-3}$	до $2{,}4 \cdot 10^{-1}$
Nb	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Be	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Ga	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4} — 2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Y	$2 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Yb	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
La	$0 — 2 \cdot 10^{-3}$	$0 — 2 \cdot 10^{-3}$	$0 — 2 \cdot 10^{-3}$	$0 — 5 \cdot 10^{-3}$
Sr	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	—	—
Ba	$5 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
V	$7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$

ментов, но они находятся в различных количественных соотношениях (табл. 13). В кварцевых жилах отмечается некоторая концентрация элементов, относительно редких для вмещающих пород.

Намечается целый ряд минералов, «проходящих» от вмещающих пород до кварцево-вольфрамитовых жил: турмалин, апатит, шеелит, арсенопирит и, возможно, некоторые другие. При этом в различных образованиях «проходящие» минералы, в частности турмалин и апатит, характеризуются своими морфологическими, физическими и геохимическими особенностями.

В целом Бугузунское месторождение следует рассматривать как образования, сформировавшиеся в результате пространственного совмещения разновозрастных рудных процессов, связанных с проявлением двух разновозрастных магматических комплексов: нижнеордовикского гнейсо-гранитного и герцинского гранитного. При этом значительное развитие свойственно явлениям перераспределения и переотложения рудного вещества. Несмотря на намечающееся временное разобщение в двух этапах минерализации, между всеми рассматриваемыми минеральными образованиями устанавливаются элементы преемственности.

В связи с проявлением молодого герцинского магматизма происходила ремобилизация вольфрама, рассеянного в древней раннекаледонской мигматизированной гнейсовой толще. Это подтверждается тем, что в качественном отношении минеральный состав рудоносных грейзенов, в основном, аналогичен составу акцессорной части гнейсов и пегматитов. Близок и состав элементов-примесей в рудах и вмещающих породах. Различие заключается в том, что в упомянутых локальных грейзенах происходит концентрация вольфрама. Вместе с тем во вмещающих породах (гнейсах, пегматитах),

ассоциирующих с грейзенами, отмечается уменьшение содержания этих компонентов. Минеральный состав вольфрамоносных грейзенов находится в тесной зависимости от особенностей состава вмещающих пород и указывает на возможность заимствования из них некоторых элементов, в том числе вольфрама.

Таким образом, в пределах Бугузунского месторождения проявилось разновозрастное, но однотипное вольфрамовое оруденение, связанное с развитием двух разновозрастных гранитоидных комплексов (раннекаледонского и герцинского). В период между проявлениями рассмотренных двух типов вольфрамовой минерализации проявилось гематитовое оруденение, связанное с эффузивно-интрузивным комплексом среднего девона, представленное преимущественно тонкой вкрапленностью гематита, обильно насыщающего флюидально-полосчатые порфиры.

Редкометально-молибдено-вольфрамовая субформация

Редкометально-молибдено-вольфрамовая субформация включает **кварцево-молибденито-вольфрамитовый и кварцево-редкометально-молибденито-вольфрамитовый** минеральные типы, которые по своим геологическим и минералого-геохимическим особенностям близки, с одной стороны, к кварцево-молибденитовому минеральному типу молибденовой и кварцево-вольфрамитовому типу вольфрамовой субформаций, а с другой стороны, к кварцево-редкометальному типу редкометальной субформации. Фактически здесь совмещаются указанные минеральные типы, что часто и обусловливает комплексность большинства месторождений редкоментально-молибдено-вольфрамовой субформации.

Месторождения субформации характеризуются длительностью развития гидротермального процесса, выразившегося не только в масштабах оруденения, но и в их многостадийности, а также в многообразии минеральных видов. Интенсивно проявлены также и метасоматические процессы. Вольфрамит в рудах месторождений обычно преобладает и только иногда (Чиндагатуйское, Кок-Кульское месторождения), в близких к нему количествах, встречается молибденит, который на отдельных участках даже преобладает.

В качестве представителя кварцево-молибденито-вольфрамитового минерального типа можно рассмотреть Мульчихинское месторождение Талицкого массива, Чиндагатуйское и Кок-Кульское месторождения Катунских Альп.

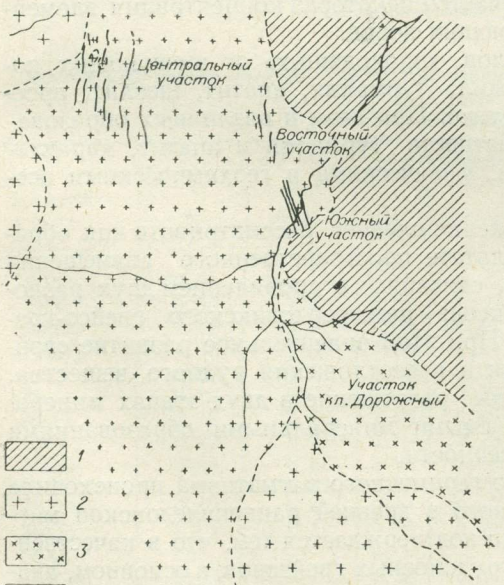


Рис. 20. Схема расположения рудных участков Мульчихинского рудного поля:
1 — роговики; *2* — биотитовые мелко- и среднезернистые граниты; *3* — гранодиориты; *4* — гранит-порфиры и аплитовидные граниты; *5* — кварцево-рудные жилы и рудные зоны.

Мульчихинское месторождение, обнаруженное в 1942 г. и изученное А. И. Александровым (1947, 1950), приурочено к эндоконтакту Талицкого интрузивного массива в районе развития гранит-порфиров, образующих полосу вдоль контакта интрузива (рис. 20). Изредка встречаются аплитовые дайки и пегматитовые жилы. В последних А. И. Александровым указывается вольфрамит в виде кристаллов до 5 *см* в длину.

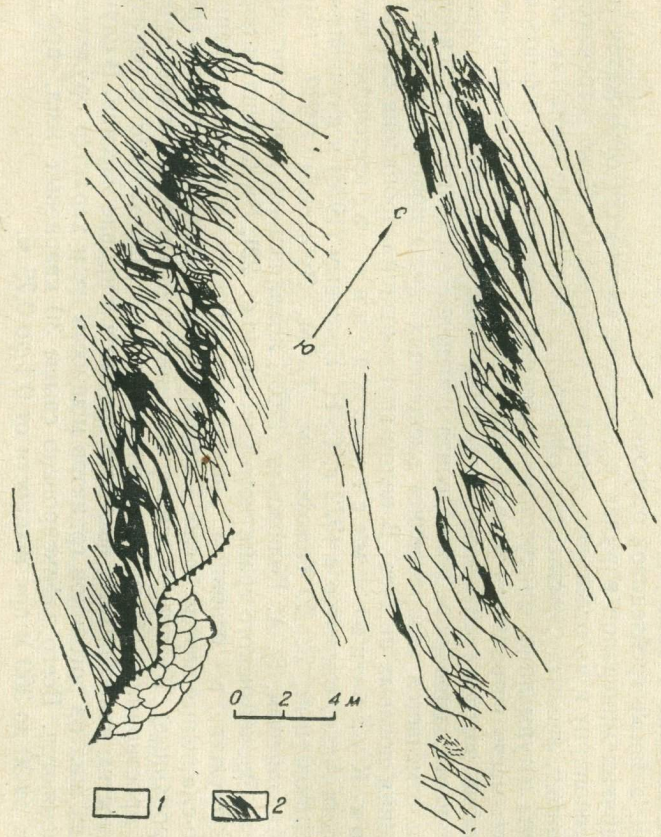
Рудные тела месторождения представляют собой линейно-пористые зоны — их ширина колеблется от 1,2 до 8 *м*, насыщенные мелкими кварцевыми жилками, которые простираются по азимуту 290—310°. В центральной части зон часто наблюдается увеличение мощности жил и изменение их простирания, вызванное сопряжением трещин (рис. 21). Общее простирание пористых зон северо-западное, совпадающее с простиранием региональной Мульчихинской тектонической зоны, к которой приурочено как само Мульчихинское месторождение, так и многочисленные рудопроявления района.

Согласно А. И. Александрову (1947), линейно-пористые зоны представляют собой зоны дробления, возникшие при встречном движении блоков, и по отношению к трещинам отдельности гранит-порфиров являются более молодыми. Рудные зоны по простиранию кулисообразно заходят друг за друга. Кулисообразное строение их отмечается и по падению. В рудном поле насчитывается больше 19 линейно-пористых зон, расположенных на расстоянии около 0,4—0,5 *км* между крайними из них. Степень насыщения зон кварцевыми жилами различна не только в разных зонах, но и в пределах одной зоны.

Выполнены пористые трещины кварцем двух генераций с широким развитием турмалина. Вольфрамит в зонах распределен относительно равномерно, и только изредка встречается его гнездообразное скопление. Наблюдается частая приуроченность вольфрамита к катаклазированным участкам крупнозернистого кварца. В резко подчиненном количестве встречается шеелит, обычно ассоциирующий с вольфрамитом. Молибденит распределен неравномерно в виде розеток, гнезд и прожилкообразных скоплений в кварце, а также грейзеновой оторочке.

Из других минералов в рудах в заметном количестве содержатся пирит, арсенопирит и на отдельных участках — пирротин. Реже встречаются халькопирит, висмутин, эмплектит, сфалерит и галенит. Из жильных, кроме кварца и турмалина, присутствуют мусковит, полевой шпат и флюорит. Мусковит часто встречается в зальбандах в виде прерывистых оторочек. Вмещающие породы грейзенизированы. При этом около кварцевых жил с повышенным содержанием молибденита изменение несколько интенсивнее. Местами отмечается «покраснение» вмещающих жилы пород в результате разложения полевых шпатов. В целом грейзенизация проявлена слабо.

Кок-Кульское месторождение в восточной части Катунских Альп, открытое в 1922 г. С. П. Ершовым (1936) и изучавшееся Г. Д. Зиновьевым, В. Д. Тимофеевым, Т. М. Зубковым (1939, 1946), Д. А. Айталиевым, В. А. Калюжным (1963), локализовано в экзоконтактовой части Орочоганского гранитного массива (рис. 22). Вмещающими породами служат в основном нижнепалеозойские метаморфизованные песчано-сланцевые породы, реже — порфировидные граниты (отчасти грейзенизированные). Кварцевые жилы, имеющие главным образом северо-восточное простирание, обычно ориентированы перпендикулярно к боковым поверхностям валообразных выступов гранитов в кровле массива. В случае перехода жил из роговиков гранитов мощность их и характер оруденения не изменяются. Всего зафиксировано свыше 30 кварцевых жил, прослеженных от 30 до 360 *м* при мощности от 0,1 до 0,75 *м*.



Линейно-пористые зоны Мульчихинского месторождения (А. И. Александров, 1947):

1 — гранит-порфиры; *2* — кварцеворудные зоны.

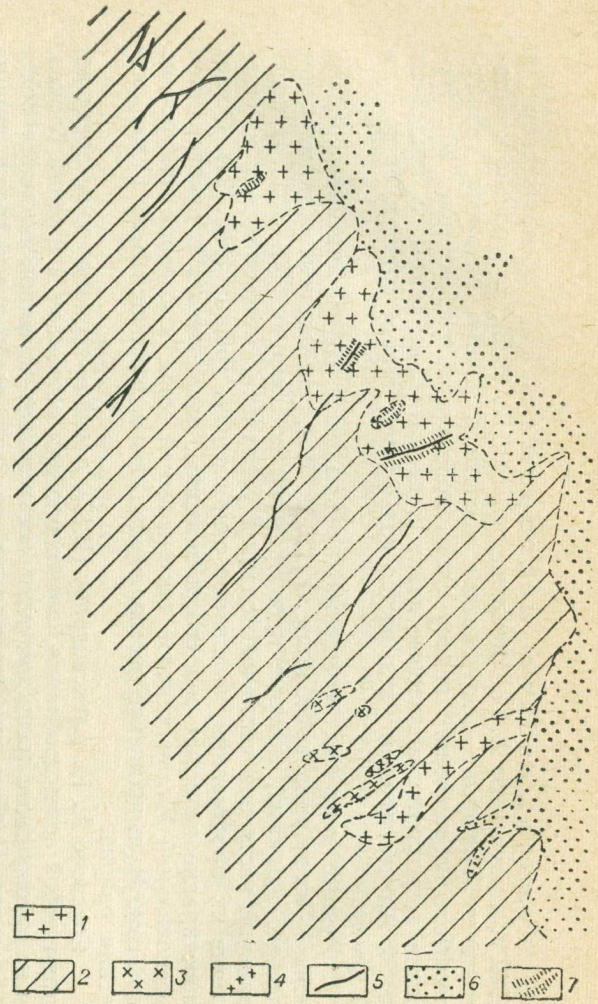


Рис. 22. Схема геологического строения Кок-Кульского месторождения (по Д. А. Айталиеву, В. А. Калюжному и др.):

1 — граниты; *2* — роговики и ороговикованные сланцы; *3* — гранит-порфиры; *4* — жильный гранит; *5* — кварцевые жилы; *6* — четвертичные отложения; *7* — зона грейзенизации.

Кроме вкрапленности и гнезд вольфрамита и молибденита, в жилах устанавливаются пирит, висмутин, шеелит, гематит, блеклая руда, халькопирит, магнетит, арсенопирит, галенит, сфалерит, иногда акцессорные касситерит и берилл (Калюжный, 1963). Из жильных наблюдаются полевые шпаты, мусковит, турмалин, апатит, флюорит, эпидот и др. Жилы сопровождаются зонами кварцево-слюдяных и слюдяных грейзенов с обильным флюоритом и вкрапленностью рудных минералов, среди которых наибольшим распространением пользуется тонкораспыленный молибденит. Встречаются сплошные грейзеновые тела, тяготеющие к выступам кровли массива и также несущие вкрапленность молибденита, пирита, реже — вольфрамита, халькопирита и других сульфидов. Согласно В. А. Калюжному, молибденитовые кварцевые жилы местами пересекаются кварцево-вольфрамитовыми.

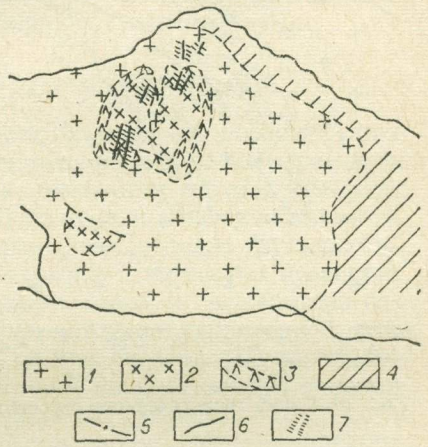


Рис. 23. Схема геологического строения района Чиндагатуйского месторождения (по В. А. Журкину, Н. И. Большакову, В. А. Калюжному):

1 — порфировидные «двуслюдяные» граниты; *2* — гранит-порфиры; *3* — переходные гранит-порфиры; *4* — роговики и ороговикованные сланцы; *5* — тектонические нарушения; *6* — кварцево-рудные жилы; *7* — зоны грейзенизации.

Открытое в 1935 г. А. М. Сухариным Чиндагатуйское месторождение (верховье р. Чиндагатуй) представлено серией кварцевых жил в зоне контакта порфировидного «двуслюдяного» гранита и гранит-порфира (рис. 23). Кварцевые жилы имеют, в основном, северо-восточное простирание при крутом падении и несут вкрапленность молибденита, вольфрамита, халькопирита, висмутина, галенита, арсенопирита, блеклых руд, берилла, флюорита, полевого шпата, мусковита (Калюжный, 1963). Количества вольфрамита и молибденита соизмеримы. Жилы сопровождаются оторочками грейзенов, состоящими из мусковита, кварца, апатита и несущими вкрапленность пирита, молибденита, халькопирита и флюорита. Молибденит тяготеет к зальбандам, где образует оторочки до 1—2 *см*. Вольфрамит встречается как в призальбандовых частях, так и в теле жил. Отмечено некоторое сокращение молибденитового оруденения в жилах при переходе их из массива гранит-порфиров в порфировидные граниты. В этом направлении несколько возрастает роль вольфрамитовой минерализации.

Типичным представителем кварцево-редкометально-молибденито-вольфрамитового минерального типа является открытое в 1937 г. В. А. Журкиным Калгутинское месторождение (рис. 24), довольно детально освещенное в литературе (Баклаков, Русанов, 1939; Баклаков, 1939, 1945$_1$, 1945$_2$; Калугин, 1961; Рафиенко, 1961, и др.).

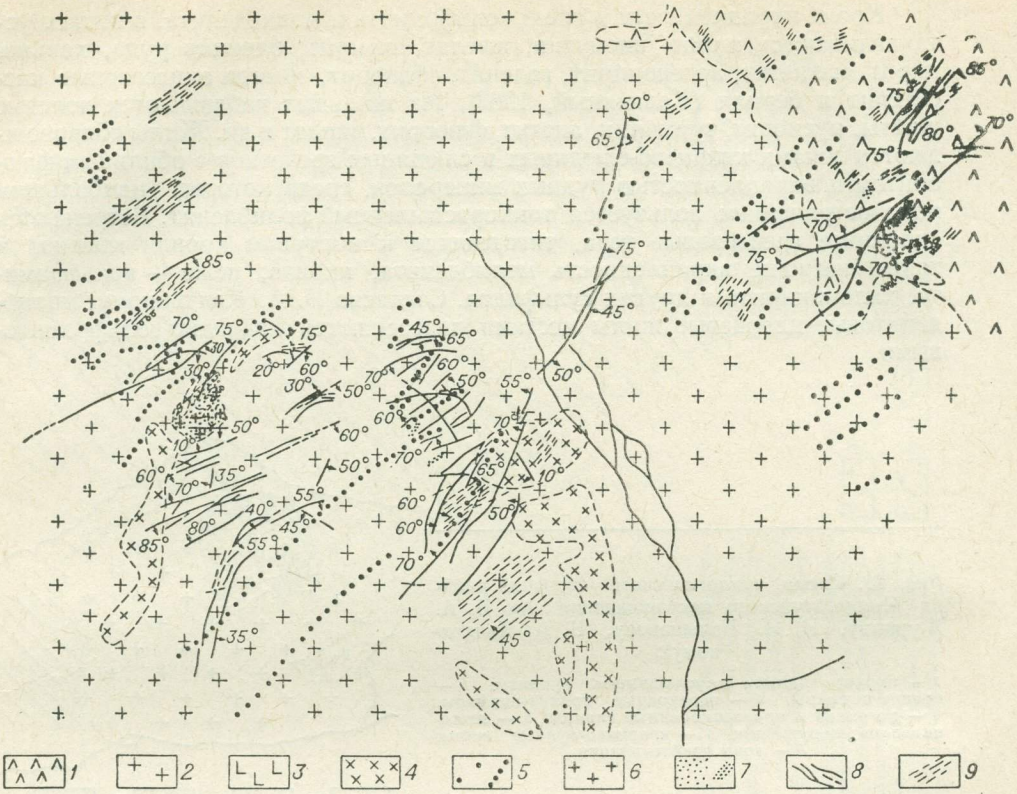


Рис. 24. Схема геологического строения Калгутинского месторождения (по данным Калгутинской ГРП):

1 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, вмещающие Калгутинский массив; *2* — порфировидные биотитовые граниты; *3* — аплиты; *4* — гранит-порфиры; *5* — микрогранит-порфиры; *6* — грейзеновое трубчатое тело («Молибденовый шток»); *7* — зона грейзенизации; *8* — кварцеворудные жилы; *9* — участки интенсивного дробления и рассланцевания пород.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минералогия месторождений медно-редкометально-вольфрамовой рудной формации изучена довольно детально. Достаточно указать на опубликованные в последние годы монографические работы В. Ф. Барабанова (1961), Л. П. Ермиловой (1964), Ф. В. Чухрова (1960), Г. Н. Щербы и др. (1964) и другие исследования, в которых обобщен большой фактический материал по минералогии крупнейших месторождений двух наиболее интересных (в отношении рассматриваемой формации) рудных провинций — Забайкалья и Казахстана.

Большинство опубликованных работ касается преимущественно месторождений упомянутых выше рудных провинций, а также — в меньшей степени — других регионов развития месторождений молибдено-редкометально-вольфрамовой формации (Урал, Дальний Восток, Северо-Восток СССР и др.) и почти совершенно не затрагивает месторождений Горного Алтая. Тем не менее, их вполне достаточно, чтобы получить полное представление о минералогических особенностях месторождений как данной рудной формации в целом, так и ее горноалтайских представителей. Учи-

тывая это, мы сочли возможным ограничиться краткой характеристикой минералов жильного выполнения месторождений Горного Алтая, при более или менее развернутом описании вольфрамита — основного рудного минерала.

Вместе с тем большое внимание уделено характеристике акцессорных минералов метасоматических образований, сведения о которых в литературе очень ограничены и нередко формальны, отрывисты. Характеристика акцессорных минералов дается в виде отдельного раздела после описания минералов жильного выполнения, которые рассматриваются по группам химической классификации. Из-за ограниченности аналитических сведений по акцессорным минералам мы сочли необходимым привести возможно больше данных, отражающих особенности их состава. При развитии минерала как в жильном пространстве, так и среди метасоматитов характеристика его приведена в одном разделе (принималось во внимание преимущественное развитие минерала в определенной геологической обстановке, а также степень его изученности в тех или иных образованиях).

Минералы жильного выполнения

Висмут самородный в месторождениях Горного Алтая (как и вообще в месторождениях молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации), несмотря на повышенное содержание в рудах висмута, является относительно редким минералом. В более или менее заметном количестве самородный висмут был зафиксирован нами в рудах Мульчихинского месторождения, где он в виде отдельных зерен и зернистых агрегатов встречается в ассоциации с висмутином и арсенопиритом. Ассоциация самородного висмута с арсенопиритом вообще является характерной для месторождений Горного Алтая. Практически во всех спектрально проанализированных нами арсенопиритах в том или ином количестве был отмечен висмут (микровключения самородного висмута и висмутина).

Микроспектральным анализом в самородном висмуте Мульчихинского месторождения кроме Bi (много) установлено присутствие незначительных количеств Fe, Pb, Ag, Sb, Te.

В незначительном количестве самородный висмут встречается в рудах Калгутинского, Казанцевского и Токаревского месторождений, где он обычно тесно ассоциирует с висмутином, часто замещая последний. Для Токаревского месторождения М. В. Дубровским отмечалось пересечение самородного висмута халькопиритом, а также совместное развитие этих двух минералов в промежутках между чешуйками молибденита.

Имеется указание (Спейт, Новоселов, 1938) на присутствие самородного висмута и в рудах Колыванского месторождения, где он встречен совместно с айкинитом и виттихенитом в виде зерен размером 0,01 · 0,02 и 0,2 · 0,4 *мм*. Предполагается, что выделение висмута происходило позднее начала отложения айкинита. Зафиксировано замещение шеелита висмутом.

Постоянно отмечаемая тесная ассоциация самородного висмута с другими висмутовыми минералами, а также его более позднее выделение по отношению к этим минералам позволяют предполагать, что образование висмута происходило, в основном, в результате гипогенного разложения его сернистых соединений. Взаимоотношения самородного висмута и висмутина в месторождениях Горного Алтая во многом напоминают взаимоотношения этих минералов в рудах Акчатау (Чухров, 1947) и Караобы (Ермилова, 1964).

Продукты окисления висмута — бисмутит и бисмит постоянно встречаются в шлихах, взятых в районах месторождений рассматриваемой рудной формации.

Серебро самородное — несколько мелких зерен (тысячные и реже сотые доли миллиметра), диагностированных по оптическим данным и результатам микроспектрального (Ag-мн.) анализа, — зафиксировано в арсенопирите (Мульчихинское и Колыванское месторождения) и галените (Мульчихинское).

Золото в виде единичных зерен отмечалось в искусственных шлихах из грейзенизированных гранитов Мульчихинского, Дмитриевского, Верхнебелокурихинского месторождений и рудопроявлений кл. Светлый.

Пирит является одним из самых распространенных сульфидных минералов и наиболее развит в рудах тех месторождений, для которых характерно очень интенсивное проявление поздней (сульфидной) стадии минерализации.

Основная масса пирита жильного выполнения в возрастном отношении следует за вольфрамитом. Однако Ю. В. Пинусом (1938) для руд Белорецкого месторождения были зафиксированы выделения пирита до вольфрамита. Нами подобные образования пирита отмечались в кварцевых жилах Бугузунского месторождения, где они представлены редкими кристаллами кубического облика (этот пирит является производным более ранней, чем основное оруденение, эпохи минерализации).

Кубическая форма кристаллов пирита вообще является очень характерной для кварцевых жил месторождений Горного Алтая. Эта форма особенно характерна для наиболее крупных кристаллов (до 1,5 — 2 *см* — на Калгутинском; до 5 *см* — на Казандинском месторождениях). В более мелких кристаллах, а также их агрегатах (до 15—30 *см* — на Калгутинском; до 20—35 *см* — на Мульчихинском месторождениях) кубы усложняются гранями октаэдра. Кубоэктаэдрический пирит в виде мелких кристаллов чаще всего ассоциирует с халькопиритом и висмутовыми минералами. В подобной ассоциации в рудах Калгутинского и Казанцевского месторождений нами отмечен пирит в виде октаэдра и комбинации пентагондодекаэдра (210) с гранями октаэдра (111). Октаэдрический пирит наблюдался и в виде мелкой вкрапленности вдоль спайности в вольфрамите (Колыванское, Калгутинское, Верхнеслюдянское, Дмитриевское месторождения). На кристаллах пирита из друзовых полостей в кварце видна грубая штриховка.

По отношению к сульфидам пирит является наиболее ранним минералом, обладая резко выраженным идиоморфизмом. Сульфиды, обычно структурно подчиняясь кристаллографическим особенностям пирита, местами образуют в нем «коррозионные заливы». Подобные «заливы» особенно характерны в случае ассоциации пирита с молибденитом второй генерации. Чешуйки молибденита как бы врастают своим одним концом в кристаллы пирита. В то же время вдоль спайности и по мелким трещинкам в нем отмечаются скопления пирита, халькопирита и висмутовых минералов. Для этих скоплений также установлено корродирование кристаллов и агрегатов пирита другими сульфидами.

Спектроскопически в жильном пирите постоянно устанавливаются медь, свинец, марганец, титан, в отдельных образцах — никель и кобальт, а в пирите, ассоциирующем с халькопиритом и висмутином, отмечается висмут.

В рудах некоторых месторождений встречен также наиболее поздний пирит, встречающийся в виде мелких мономинеральных прожилков (Токаревское месторождение) и редкой рассеянной вкрапленности в безрудном кварце (Казанцевское, Калгутинское, Казандинское месторождения).

Пирит является постоянным минералом грейзеновых образований, встречаясь в них часто в очень значительных количествах (табл. 14). При этом подтверждается закономерность, отмеченная В. Ф. Барабановым (1961) для месторождений Букука и Белуха: резкое сокращение количества пи-

Таблица 14

Содержание пирита в гранитах и метасоматических образованиях, *г/т*

Массив, месторождение		Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
			«двуслюдяной»	«мусковитовый»	альбитизированный гранит	грейзенизированный гранит	кварцево-мусковитовый грейзен	мусковитовый грейзен
Атуркольский массив		е.з.			—	—		
Белокурихинский массив	Батунковское месторождение	336,0			2116,0	31006,0	24270,0	826,6
	Никольский участок	е.з.			1			
	Осокинское месторождение		12,3	е.з.	е.з.	41,4		е.з.
	Осиновское месторождение	190,0			2246	е.з.	е.з.	
	р. Черновая		е.з.	»				
Синюшинский массив		е.з.			—		55,1	»
Талицкий массив	Участок г. Боровая	10,0				»		
	Каракольское месторождение	5,4	е.з. — 6,0	142,6	31,7		294	
	Мульчихинское месторождение	16,4			71,7	35,0	227,7	
Тоштузекский массив		е.з.	е.з.		7,94	е.з.		
Юстыдский массив		»				2,6—6,0		

рита в метасоматических зонах, непосредственно примыкающих к кварцеворудным жилам. С приближением к кварцево-вольфрамитовым жилам Батунковского рудопроявления содержание пирита на коротком интервале (10—15 *см*) резко увеличивается до 31—24 *кг/т*, а затем, непосредственно около жилы, сокращается до 826,6 *г/т*. Еще более резкое сокращение количества пирита около жилы зафиксировано для грейзеновых образований Осиновского месторождения (от 2246 *г/т* до ед. зн.).

Максимальные количества пирита установлены в тех метасоматитах, которые развиваются по породам, существенно обогащенным темноцветными минералами. Именно эти темноцветные минералы, испытывающие в процессе метасоматоза существенные преобразования, и явились источником железа для пирита. В изученных нами метасоматических образованиях наибольшие содержания пирита были зафиксированы в упомянутом выше Батунковском месторождении, для которого характерно присутствие высоких содержаний пирита не только в околожильных метасоматитах, но и в самих кварцевых жилах. Вмещающими породами для жил месторождения служат гранодиориты, значительно обогащенные темноцветными минера

Таблица 15

Результаты спектрального анализа пирита из гранитов и метасоматических образований Каракольского месторождения

Вмещающая порода		№ пробы	Si	Al	Mg	Ca	Mn	Ni	Co	Ti	Mo	Cu	Pb	Ag	Bi	Zn	Be	La	Y	Yb	Zr	Nb
Гранит	биотитовый	04	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	сл.	$3\cdot10^{-3}$	—	—	$2\cdot10^{-1}$	—	$3\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	$6\cdot10^{-3}$	—	—	—	—
	«двуслюдяной» (преобладает биотит)	01	$5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	—	—	$4\cdot10^{-1}$	—	$3\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	«двуслюдяной» (преобладает мусковит)	03	$3\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	сл.	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-1}$	—	$7\cdot10^{-2}$	—	—	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—
	мусковитовый	02	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	»	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$6\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	калишпатизированный	05	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	—	$4\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-4}$	—	$4\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—
		06	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	сл.	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—
		374	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	$3\cdot10^{-4}$	—	$8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$
Кварцево-мусковитовый грейзен		373	"	"	"	"	$2\cdot10^{-2}$	—	—	$1\cdot10^{-2}$	—	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	—	—	$3\cdot10^{-4}$	—	$4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$
		07	"	"	"	"	$5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	—	>1	—	$2\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	—	—

лами: биотитом и роговой обманкой. Сравнение химических анализов неизмененных гранодиоритов и сформировавшихся по ним метасоматитов показывает, что в последних, несмотря на обильную вкрапленность пирита, содержание железа обычно ниже, чем в первых, т. е. в процессе метасоматоза железо исходных пород не только расходовалось на формирование пиритовой вкрапленности в метасоматитах, но и выносилось в жильное пространство, фиксируясь там в форме пирита.

С другой стороны, в грейзеновых образованиях Мульчихинского месторождения, исходными продуктами для которых служили гранит-порфиры, содержащие незначительную вкрапленность биотита, пирит развит гораздо меньше и содержание его по исследованным протолочкам не превышает 227,7 *г/т*.

Морфологические формы проявления пирита в метасоматитах разнообразны. При этом в одних и тех же метасоматических зонах могут быть встречены кристаллы пирита разного габитуса. Так, в кварцево-мусковитовых грейзенах Казандинского месторождения нами были зафиксированы кристаллы пирита трех типов (приложение 1, *а*, *б*, *в*): 1) куб; 2) комбинация куба с хорошо развитыми гранями октаэдра; 3) пентагондодекаэдр. Характерно, что пентагондодекаэдрическая форма свойственна мелким ($d = 0{,}1$ *мм* и мельче) кристалликам пирита, которые обычно несут следы сильного растворения. Кубоктаэдрические кристаллы несколько крупнее (до 0,15—0,2 *мм*), но также в большей своей части подверглись растворению. Наконец, кубические кристаллы пирита характеризуются крупными размерами (0,15—0,3 *мм*), четкими ребрами, блестящими — со штриховкой — гранями). В целом намечается эволюция форм кристаллов пирита: пентагондодекаэдр—кубоктаэдр—куб. Подобную эволюцию, очевидно, можно объяснить уменьшением степени пересыщения минералообразующего раствора со временем (Барабанов, 1961), а более крупные размеры кубических кристаллов пирита — сокращением числа центров кристаллизации с падением степени пересыщения.

Несколько морфологических разновидностей пирита было установлено в рудах Бугузунского месторождения (Сотников, Никитина, 1963). В неизмененных породах месторождения пирит представлен двумя морфологическими разновидностями: 1) крупные (0,3—0,5 *мм*) обломки кристаллов с отдельными сохранившимися гранями куба — пирит-1; 2) неправильные зерна пирита, заполняющие интерстиции между другими минералами породы (приложение 2, *а*), — пирит-2 («интерстициальный» пирит, характерный для многих грейзеновых образований). Количественно резко преобладает первая разновидность пирита. Пирит-2 обычно встречается в виде единичных зерен.

В грейзенизированных породах содержание пирита несколько сокращается. Основная масса его представлена первой разновидностью (пирит-1). Но пирит здесь, в основном, отмечается уже в виде овальных и округлых зерен (0,2—0,3 *мм*) со следами растворения (приложение 2, *б*). Реже встречается пирит-2, полностью аналогичный таковому из гранито-гнейсов.

Наконец, в кварцево-мусковитовых грейзенах наряду с пиритом, напоминающим по своим морфологическим особенностям первую разновидность пирита грейзенизированных пород, широко развит пирит-2 (см. приложение 2, *а*). Зерна пирита в грейзенах несут еще более интенсивные следы растворения, размер их уменьшается до 0,05—0,15 *мм*. По своим морфологическим особенностям пирит-2 аналогичен во всех рассматриваемых случаях. Очевидно, он представляет единое образование.

В то же время первая разновидность пирита грейзенов, хотя и близка по своим особенностям первой разновидности пирита неизмененных и особенно грейзенизированных пород, должна рассматриваться от них отдельно, как новообразованная в процессе грейзенизации. Доказательством

может служить, в основном, резкое увеличение (в несколько десятков раз) содержания этого пирита в грейзенах по сравнению с содержанием его в исходных породах.

На гранях кристаллов пирита из грейзенизированных гранодиоритов Батунковского месторождения наблюдались вицинали (приложение 3), которые, по-видимому, могут рассматриваться как образования роста (Шефталь, 1947). Спектроскопически в пиритах из метасоматитов установлено значительное количество элементов-примесей, основная часть которых концентрируется в пиритах наиболее метасоматически преобразованных пород. Для Каракольского месторождения (табл. 15) ими являются кварцево-мусковитовые грейзены. Именно в последних и фиксируются в той или иной степени характерные для рудного процесса серебро, цинк, свинец, бериллий, висмут, ниобий, иттрий, иттербий, молибден.

Форма вхождения в пирит для большинства зафиксированных в нем анализами элементов-примесей остается неясной. В целом, однако, мы склонны основную роль отводить субмикроскопическим включениям посторонних минералов. Этим, по-видимому, и можно объяснить более высокое содержание элементов-примесей в пиритах метасоматитов по сравнению с пиритами из кварцевых жил. В нерастворимом остатке после растворения пиритов из метасоматически измененных пород в HNO_3 постоянно фиксируются кварц, мусковит, циркон, рутил, а в растворе устанавливается присутствие фосфора (за счет растворения апатита).

В пиритах из грейзенизированных пород Белокурихинского (Осокинское и Осиновское месторождения) и Талицкого интрузивных массивов (Мульчихинское месторождение) постоянно отмечается олово ($n \cdot 10^{-3}\%$). Самостоятельных минералов олова в этих месторождниях (ни в жильном выполнении, ни среди метасоматитов) зафиксировано не было. Аналогичное и даже более высокое содержание олова в пиритах отмечалось В. Б. Барабановым (1961) для Белухинского и Букукинского месторождений. Источником олова в рассматриваемом нами случае могли быть биотиты исходных гранитоидов, в которых олово спектроскопически устанавливается довольно часто (хотя и в незначительном количестве).

Молибденит, наряду с вольфрамитом определяющий минеральный профиль молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации Горного Алтая, по сравнению с ним значительно меньше развит и встречается в повышенных количествах только в рудах Мульчихинского, Кок-Кульского, Чиндагатуйского, Калгутинского и Кураганского месторождений, а также рудопроявлений грейзено-молибденитового и кварцево-молибденитового минеральных типов — Мунгун-Тайга, отдельные рудопроявления Талицкого и Саввушинского массивов.

В последних рудопроявлениях молибденит часто является практически единственным рудным минералом. В небольших количествах в ассоциации с молибденитом здесь отмечаются пирит и халькопирит. Из жильных минералов с ним постоянно ассоциируют мусковит, кварц, полевые шпаты, флюорит. Молибденит преимущественно тяготеет к скоплениям мусковита. В некоторых кварцевых жилах молибденит образует зальбандовые оторочки (Баклаков, 1945), прерывистые «венчики» вокруг ксенолитов интенсивно грейзенизированных вмещающих пород, а также мелкие гнезда и единичные розетки, рассеянные в массе жильного кварца. Обычно молибдениту свойственно полосчатое или кустовое распределение в кварцевых жилах.

Наиболее крупные скопления молибденита характерны для Мульчихинского месторождения, где он образует лучисто-листовые агрегаты (до $10 \cdot 15$ *см*), тяготеющие преимущественно к зальбандовым частям кварцевых жил, прожилкообразные выделения в кварце, а также крупные хоро-

шо образованные сферолиты среди интенсивно грейзенизированных пород.

Спектроскопически в молибдените из Мульчихинского месторождения установлены: кремний, алюминий — 0, *n*; кальций, железо, свинец — 0,0 *n*; титан, медь, висмут — 0,00 *n*; марганец — 0,000 *n*%. После растворения молибденита в HNO_3 и 50%-ном растворе КОН в нерастворимом остатке были зафиксированы кварц, мусковит, полевые шпаты, турмалин, циркон, рутил. Именно включениями этих минералов (а также отмеченного под микроскопом халькопирита) и можно объяснить присутствие значительной части элементов-примесей в исследованных молибденитах.

В молибденитах из грейзеновых образований (табл. 16) отмечено несколько большее (как в количественном, так и в качественном отношениях) количество элементов-примесей. В нерастворимом остатке после растворения молибденитов из метасоматитов установлены те же самые минералы, которые указаны выше, но в заметно большем количестве.

Пространственно молибденит обычно разобщен с вольфрамитом, что находит отражение не только в существовании, с одной стороны, молибденитовых минеральных типов, в которых роль вольфрамита (да и вообще вольфрама) ничтожна, а с другой стороны — вольфрамитовых месторождений, практически не несущих молибденит (Александровское, Бугузунское и другие месторождения), но и в отмечаемой на отдельных месторождениях геохимической разобщенности вольфрама и молибдена. Согласно Л. М. Зарецкому, подобная разобщенность характерна для руд Мульчихинского месторождения (рис. 25). Здесь, начиная с глубины 200—220 *м*, намечается значительное

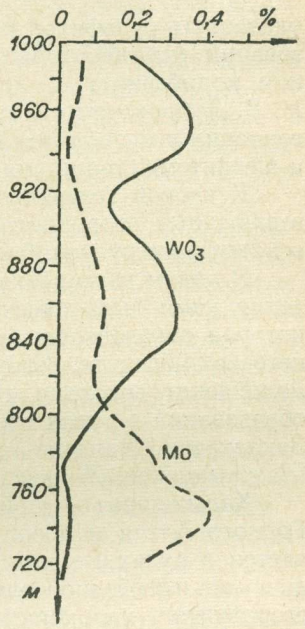


Рис. 25. Изменение содержания молибдена и трехокиси вольфрама в рудных телах центрального участка Мульчихинского месторождения с глубиной (по данным Л. М. Зарецкого).

снижение содержания трехокиси вольфрама. В то же время содержание молибдена, количество которого до глубины 100 *м* невелико, повышается и с 200—220 *м* он начинает резко превалировать над вольфрамом. Элементы подобной зональности были отмечены Ф. В. Чухровым (1960) для Восточно-Коунрадского месторождения.

Некоторое снижение содержания вольфрама и возрастание концентраций молибдена с глубиной отмечено для Урзарсайского месторождения (Оболенский, 1960), где минеральной формой проявления вольфрама является шеелит. На этом месторождении на глубине намечается молибденовая зона, выше которой находится наиболее полно представленная вольфрамовая.

В месторождениях Горного Алтая фиксируются две разновозрастные генерации молибденита. В рудах Мульчихинского, Калгутинского и Осокинского месторождений наблюдаются случаи корродирования вольфрамитом чешуек молибденита. Однако основная масса молибденита на этих же (как и на других) месторождениях отложилась после вольфрамита.

Наблюдается локализация молибденита-2 (в ассоциации с пиритом и халькопиритом) по трещинкам в жильной массе или вольфрамите. Среди

Месторождение	Порода	№ пробы	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni
Мульчихинское	Гранит-порфир грейзенизированный	243	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$7\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$		
Каракольское	Кварцево-мусковитовый грейзен	06	$6\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	—
Казандинское	То же	07	>1	>1	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-4}$

указанных сульфидов молибденит является одним из более поздних образований (на некоторых месторождениях зафиксированы тесные срастания молибденита и халькопирита). Для Токаревского месторождения М. В. Дубровским указывается образование молибденита в третью (в ассоциации с мусковитом и турмалином) и четвертую (с мусковитом, пиритом и шеелитом) стадии минерализации.

К первой генерации следует отнести молибденит, концентрирующийся в слюдяных оторочках зальбандовых частей жил, а также, по-видимому, основную массу молибденита из грейзеновых образований.

В одном из карбонатных прожилков в рудах Токаревского месторождения нами была отмечена тонко рассеянная вкрапленность молибденита, которая образовалась, очевидно, в результате переотложения более раннего молибденита. Следует отметить, что аналогичный переотложенный молибденит довольно часто отмечался нами среди поздних карбонатных образований в рудах месторождений медно-молибденовой рудной формации Закавказья, Хакасии и Восточного Забайкалья (Анкаванское, Сорское, Шахтаминское, Жирекенское и др.).

Халькопирит — широко распространенный в рудах месторождений Горного Алтая минерал. В повышенных количествах халькопирит встречается в рудах Верхнеслюдянского, Белорецкого, Калгутинского, Казандинского и особенно Колыванского месторождений. В рудах последнего месторождения халькопирит является резко преобладающим рудным минералом (в XVIII в. Колыванское месторождение эксплуатировалось как медное). Присутствие значительных количеств халькопирита в рудах Колыванского месторождения обусловлено, по-видимому, явлениями регенерации халькопирита из существенно медных месторождений и рудопроявлений (сопровождающих змеиногорский магматический комплекс — Колыванский массив) в процессе становления Синюшинского массива позднегерцинского (калбинского) комплекса.

Халькопирит Колыванского месторождения по отношению к вольфрамиту является более поздним образованием, отделенным от вольфрамита и сопровождающего его крупнозернистого кварца значительным тектоническим перерывом. Халькопирит совместно с мелко- и среднезернистым кварцем образует как самостоятельные жилы, так и мелкие прожилки и гнезда среди кварцево-вольфрамитовых жил. Халькопирит и ассоциирующие с ним пирит и висмутовые минералы локализуются вдоль спайности и мелких трещин в вольфрамите. Аналогичное более позднее (по отношению к вольфрамиту) время выделения халькопирита характерно и для руд других месторождений Горного Алтая. Обычно отмечается ассоциация халькопирита с пиритом, молибденитом, сфалеритом и висмутовыми минералами.

Спектральным анализом в халькопирите установлена примесь цинка, висмута, свинца, марганца, серебра, а в отдельных пробах — олова, индия, кадмия и галлия. В халькопирите Верхнеслюдянского месторождения

Таблица 16

Ti	Mo	Cu	Pb	Ag	Bi	As	Ga	Y	Sr	Ba
$3\cdot10^{-1}$	м	—	$1\cdot10^{-2}$	—	$3\cdot10^{-2}$	>1	—	—	—	—
$1\cdot10^{-1}$	»	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-3}$	—	—	$1\cdot10^{-2}$
$4\cdot10^{-2}$	»	$6\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$

определены (аналитик В. М. Дорош, ИГГ СО АН СССР): селен — 0,0017% и теллур — 0,0015 %.

Редкая вкрапленность халькопирита отмечена в грейзенизированных гранитах и кварцево-мусковитовых грейзенах месторождений и рудопроявлений Белокурихинского, Калгутинского, Синюшинского, Талицкого и Юстыдского интрузивных массивов. В грейзенизированных гранит-порфирах Мульчихинского месторождения халькопирит наблюдался в виде эмульсионной вкрапленности в зернах сфалерита.

В рудах Калгутинского месторождения спорадическая мелкая вкрапленность халькопирита в ассоциации с пиритом отмечалась в поздних безрудных прожилках мелкозернистого сахаровидного кварца с флюоритом. Аналогичные образования халькопирита и пирита встречаются в мощных субширотных жилах молочно-белого кварца Быстрянского месторождения.

Висмутин для месторождений молибдено-редкометально-вольфрамовой формации является одним из характерных рудных минералов. Фактически месторождения, в рудах которых не встречен в том или ином количестве висмутин, являются исключением для данной рудной формации. Постоянное присутствие висмута (преимущественно в форме висмутина) является одной из характерных геохимических особенностей формации.

Висмутин встречен практически во всех месторождениях и крупных рудопроявлениях Горного Алтая; не отмечался он только на мелких рудопроявлениях, характеризующихся слабым развитием гидротермального процесса. Однако крупных скоплений висмутин не образует. Несколько повышенное содержание его было зафиксировано в жиле № 14 Калгутинского месторождения, отличающейся, по данным Р. А. Котлярова, значительным содержанием халькопирита и пирита. В большинстве же случаев мы имеем дело с рассеянным распределением висмутина среди кварцево-молибденитовых и кварцево-вольфрамитовых жил. Значительно реже висмутин отмечается в виде вкрапленности среди грейзеновых образований. Наиболее высокое содержание висмутина (8,6 *г/т*) было установлено нами в кварцево-мусковитовом околожильном грейзене Казандинского месторождения. Кстати, на этом месторождении встречаются кварцевые жилы с заметным количеством висмутина, самородного висмута и других висмутовых минералов.

Оценивая в целом распространенность висмутина, следует отметить преимущественную концентрацию его в месторождениях (и даже жилах), локализующихся в экзоконтактовых зонах гранитных массивов.

Распределение висмутина в кварцевых жилах обычно неравномерное и в значительной степени обусловлено тектоническими особенностями месторождений. Отмечается относительная концентрация висмутина в тех участках рудных жил, где наиболее интенсивно проявлена минерализация поздних стадий, которые и являются наиболее продуктивными в отношении висмута.

имеющиеся в нашем распоряжении фактические данные, так же как и данные предыдущих исследователей (Баклаков, 1945_1, 1945_2; Спейт, Новоселов, 1938; и др.), однозначно свидетельствуют в пользу более позднего проявления висмутовой минерализации (в том числе и висмутина) по отношению к вольфрамиту, молибдениту и основной массе пирита. Особенно отчетливо это было зафиксировано на Бугузунском месторождении, где висмутин совместно с халькопиритом встречается в виде мелких жилок, рассекающих вольфрамит, а также в рудах Токаревского месторождения, для которых характерна приуроченность висмутовых минералов (висмутина, самородного висмута и виттихенита) и ассоциирующих с ними сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит, сфалерит) к подробленным участкам ранее отложившихся минералов. Более позднее отложение висмутина по отношению к вольфрамиту и молибдениту отмечалось также в рудах Мульчихинского, Калгутинского, Кок-Кульского, Батунковского, Красногорского, Верхнеслюдянского, Казандинского, Осокинского и других месторождений.

В пределах Осиновского месторождения, где выделяются кварцево-вольфрамитовые жилы двух стадий минерализации, висмутин отмечается как в тех, так и в других жилах. Однако если в жилах первой стадии вольфрамит количественно резко преобладает над висмутином, то в жилах второй стадии роль висмутина значительно возрастает и на отдельных участках его содержание соизмеримо с содержанием вольфрамита. В пределах же отдельных стадий минерализации висмутин по отношению к вольфрамиту является более поздним минералом. В рассматриваемом случае не исключено наложение более поздней висмутовой минерализации (производной второй стадии) на ранние очень сильно подробленные кварцево-вольфрамитовые жилы. В целом для Осиновского месторождения устанавливается обратная корреляционная зависимость между содержанием висмута и трехокиси вольфрама в рудах.

Приведенные возрастные взаимоотношения висмутина (как и других висмутовых минералов) с молибденитом и особенно вольфрамитом резко отличаются от взаимоотношений этих минералов в рудах Букукинского и Белухинского месторождений Восточного Забайкалья (Барабанов, 1961) и Восточно-Коунрадского месторождения (Чухров, 1960), где кристаллизация висмутина происходила раньше вольфрамита. Вместе с тем для этих же районов отмечаются и случаи более позднего выделения висмутина. Так, для Караобинского месторождения Центрального Казахстана Л. П. Ермиловой (1964) указывается резко выраженный идиоморфизм вольфрамита к висмутину, тогда как Ф. В. Чухровым (1960) в рудах Северо-Коунрадского месторождения, наоборот, отмечался идиоморфизм висмутина по отношению к вольфрамиту. Более позднее выделение висмутина (а также тетрадимита, жозеита и самородного висмута) по сравнению с вольфрамитом зафиксировано Е. И. Доломановой (1959) в продуктах отдельных стадий минерализации Ингодинского оловянно-вольфрамового месторождения Забайкалья.

На сближенность времени выделения вольфрамита и висмутина указывает С. В. Лугов (1955; 1965) для оловянно-вольфрамовых месторождений Чукотки.

Более поздняя кристаллизация висмутина характерна для руд Бамфорд-Хилле, Петфорде (Levingston, 1955) и рудопроявления на юго-востоке Корсики (Geffroy, Gerstner, 1956).

Таким образом, возрастные взаимоотношения висмутина и вольфрамита в рудах месторождений молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации довольно противоречивы. Не исключено, что определенный тип взаимоотношений характеризует какой-то конкретный район развития

Таблица 17

Межплоскостные расстояния висмутина

Исследованный минерал		Висмутин (Михеев, 1957)		Исследованный минерал		Висмутин (Михеев, 1957)	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
1	5,044	5	4,950	2	1,399	5	1,390
2	3,941	6	3,920	1	1,375	5	1,375
10	3,544	10	3,500	2	1,360		
5	3,107	9	3,080	3	1,345	6	1,347
3	2,799	8	2,790	2	1,314	5	1,315
1	2,699	5	2,690	2	1,304	6	1,302
1	2,629	5	2,610	2	1,288	5	1,289
8	2,515	7	2,495	1	1,272	5	1,275
1	2,449	5	2,425	3	1,239	5	1,242
4	2,289	4	2,280	2	1,181	6	1,184
2	2,114	5	2,110	2	1,159	5	1,160
2	2,075	5	2,060	4	1,139	6	1,138
1	1,978	5	1,980	2	1,119	5	1,116
4	1,936	8	1,935	1	1,103		
3	1,880	5	1,870	2	1,096	3	1,096
2	1,851	5	1,840	2	1,080	3	1,082
1	1,776			5	1,052	6	1,053
4	1,735	8	1,725	1	1,046		
1	1,704	5	1,690	2	1,029	5	1,028
1	1,682	5	1,670	2	1,019	5	1,017
1	1,558	7	1,550	2	1,006		
0,5	1,533	3	1,521	1	0,9986	3	0,990
7	1,483	6	1,475	2	0,9893	2	0,974
2	1,431	6	1,430	2	0,9781	4	0,965

подобных месторождений, определяя специфику проявления рудной формации в его пределах. Требуется дальнейший тщательный анализ взаимоотношений висмутовых и вольфрамовых минералов с использованием статистических методов.

Висмутин в рудах месторождений Горного Алтая кроме арсенопирита постоянно ассоциирует с халькопиритом и поздним мелкозернистым пиритом. Отмечаемые взаимоотнюшения висмутина и халькопирита свидетельствуют о близко одновременном образовании их. В рудах Мульчихинского месторождения эти два минерала образуют тесные взаимопрорастания и местами корродируют зерна арсенопирита и пирита. Подобные же срастания висмутина и халькопирита зафиксированы в кварцевых жилах Устаурихинского, Дмитриевского, Казанцевского, Красногорского месторождений и Щемиловского рудопроявления. В жиле № 14 Калгутинского месторождения висмутин корродирует зерна пирита и халькопирита и пересекается мельчайшими жилками сфалерита. В то же время для Мульчихинского месторождения А. И. Александровым отмечалось развитие висмутина вдоль трещинок в сфалерите. Несколько позднее выделение висмутина по отношению к халькопириту наблюдалось в рудах Токаревского месторождения. Однако и здесь, по данным М. В. Дубровского, имеются случаи пересечения самородного висмута, который замещает зерна висмутина, прожилками халькопирита.

Морфологически висмутин представлен обычно неправильными агрегатами зерен, выполняющими интерстиции в более ранних минералах, а также образующими в последних мельчайшие прожилки. Значительно реже встречаются игольчатые и шестоватые кристаллы длиной от нескольких миллиметров до 10—12 *см* (Осокинское месторождение), а также гнез-

Результаты спектрального анализа пирротина из грейзени

Таблица 18

зированных гранит-порфиров Мульчихинского месторождения

Вмещающая порода	№ пробы	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	Mo	Pb	Zn	As	Cd	Cu	Bi
Гранит-порфир (слабоизмененный)	241	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	м	$5\cdot10^{-2}$			$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	$5\cdot10^{-1}$	—	$3\cdot10^{-3}$	—
Гранит-порфир грейзенизированный	243	$3\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	»	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	—	$6\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$
То же	244	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	»	$2\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	—	—	$4\cdot10^{-1}$	—	$2\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	—
»	244а	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	»	$2\cdot10^{-2}$	—	—	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-1}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-1}$	—

дообразные выделения висмутина среди кварца (до 10 *см*). В некоторых кварцевых жилах отмечается приуроченность висмутина к мусковитовым оторочкам.

Постоянной примесью в висмутинах является серебро, содержание которого, по данным микроспектрального анализа висмутина (вкрапленность в арсенопирите) из Мульчихинского месторождения, достигает 0,*n*%. В этом же висмутине кроме серебра обнаружено около процента свинца и меди (включений каких-либо минералов в анализированном участке висмутина при тщательном его исследовании под микроскопом не установлено). По содержанию этих элементов висмутин Мульчихинского месторождения близок к висмутину из Васко в Румынии, для которого характерна примесь: Pb — 0,69 и Cu — 0,57% (Koch, 1930).

Спектроскопически в висмутине из Бугузунского месторождения, образующем тонкие (до 3—5 *мм* мощностью) ветвящиеся прожилки в кварцев,о-вольфрамитовых жилах, установлено: Cu, Pb — 0,*n*; Ag, Sn — 0,0*n*; Cd Mn — 0,00 *n* %.

Межплоскостные расстояния висмутина из Бугузунского месторождения и стандартного (Михеев, 1957) весьма близки (табл. 17).

Пирротин в более или менее заметном количестве зафиксирован в рудах единственного месторождения — Мульчихинского. Он встречается здесь как в виде редкой вкрапленности в жильном кварце и мелких просечек в подробленном вольфрамите, так и в виде довольно обильной вкрапленности среди грейзенизированных гранит-порфиров. При этом содержание пирротина резко возрастает от 32,5 *г/т* в слабо измененных породах до 2910 *г/т* в интенсивно грейзенизированных гранит-порфирах. В процессе дальнейшего развития метасоматических процессов содержание пирротина сокращается, и в кварцево-мусковитовых грейзенах встречаются только его единичные зерна (при повышенном количестве пирита). Уменьшается содержание пирротина и в метасоматических образованиях верхних горизонтов. Аналогичную закономерность для пирротина из кварцевых жил месторождения отмечал А. И. Александров, указывая, что этот минерал появляется в рудах начиная с горизонтов 125—200 *м* от поверхности. Приуроченность пирротина к нижним горизонтам была зафиксирована и для Белухинского месторождения Забайкалья (Дроздов, 1939; Барабанов, 1961, и др.). Предполагается, что исчезновение его на более верхних горизонтах связано с замещением пиритом и халькопиритом.

В грейзенизированных гранит-порфирах Мульчихи отмечены две морфологические разновидности пирротина. В слабо измененных породах пирротин представлен пластинчатыми зернами, реже — дипирамидальными кристаллами с вертикальной штриховкой на гранях. В грейзенизированных гранит-порфирах преобладают неправильные интерстициальные агрегаты зерен пирротина. Эти разновидности пирротина различаются и по содержанию элементов-примесей (табл. 18).

Пирротин первой разновидности, наряду с петрогенными элементами, характеризуется повышенным содержанием мышьяка и отчасти марганца, а вообще он обеднен примесями по сравнению с пирротином из грейзенизированных гранит-порфиров. Для последнего характерно присутствие повышенного количества цинка, меди, титана, а также наличие молибдена.

Единичные зерна пирротина отмечены в протолочках грейзенизированных пород из других рудопроявлений Мульчихинского рудного поля (Южно-Мульчихинское, кл. Петушкина; р. Кучиха), а также метасоматических образований Атуркольского и Тоштузекского интрузивных массивов и рудопроявления г. Мунгун-Тайга.

В рудах Токаревского месторождения пирротин встречается в срастании с халькопиритом и сфалеритом и в виде редкой эмульсионной вкрапленности в последнем.

Маркизит в виде мелких единичных зерен, развивающихся по пириту, зафиксирован в рудах Батунковского, Мульчихинского и Казанцевского месторождений. Согласно Л. С. Нусинсону и К. Ф. Капустину, в рудопроявлении г. Мунгун-Тайга встречается колломорфный маркизит, замещающий пирротин.

Арсенопирит в целом не характерен для руд рассматриваемых месторождений, однако иногда он встречается в довольно значительных количествах. В первую очередь следует отметить Мульчихинское месторождение (в рудах которого наблюдались гнезда арсенопирита до 1,5 *кг* весом, а также обильная вкрапленность и жилки среди грейзенизированных гранит-порфиров) и обильные гнездовые скопления арсенопирита с турмалином и наложенным молибденитом — в виде мелких просечек — среди гранитоидов Тоштузекского массива. В последнем случае арсенопирит постоянно ассоциирует с редкоземельными минералами.

Встречен арсенопирит и среди грейзенизированных пород: максимальное его количество (до 58,5 *г/т*) было зафиксировано в протолочках из грейзеновых образований Мульчихинского месторождения.

Спектроскопически в арсенопиритах из метасоматически измененных пород (табл. 19) зафиксированы многочисленные элементы-примеси (значительно больше, чем в жильных арсенопиритах). При этом, кроме кремния, алюминия, магния и, возможно, отчасти марганца, присутствие которых скорее всего связано с наличием механических включений породообразующих минералов, — постоянно устанавливаются висмут, медь, сурьма, никель и кобальт. Последние два элемента не характерны только для арсенопирита из грейзенизированных гранит-порфиров Мульчихи (в жильном арсенопирите химическим анализом также определены только следы никеля при отсутствии кобальта).

Заслуживает внимания отмеченное в некоторых пробах очень высокое (1×10^{-1}%) содержание олова, минеральная форма которого остается невыясненной. Здесь следует отметить присутствие касситерита в шлихах, взятых на площади Тоштузекского массива и в районе Бугузунского месторождения (в арсенопиритах, из которых и было обнаружено олово).

Таблица 19

Результаты спектрального анализа арсенопирита из метасоматических образований

Массив	Месторождение	Вмещающая порода	№ пробы	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	Cr	Mo	Cu	Pb	Ag	Bi	Zn	As	Sn	Be	Sb
Тоштузекский		Гранит	92	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-2}$	—	м	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-1}$	—	—	—	$3\cdot10^{-2}$	1	—	1	—	м	$1\cdot10^{-1}$	—	1
		Гранит слабо грейзенизированный	83	$7\cdot10^{-2}$	сл.	$3\cdot10^{-2}$	—	»	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	—	—	—	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	»	—	—	—
		Гранит грейзенизированный	181	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	»	$7\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	—	—	$2\cdot10^{-1}$	1	—	$6\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$	»	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-1}$
Талицкий	Мульчихинское	Гранит-порфир грейзенизированный	243	$5\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	—	»	$2\cdot10^{-2}$	сл.	—	$3\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-3}$	сл.	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-3}$	1	—	»	—	—	$3\cdot10^{-2}$
	Бугузунское	Гранито-гнейс	48	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	—	»	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-2}$	—	—	—	$6\cdot10^{-2}$	—	—	1	—	»	—	—	—
		Гранито-гнейс грейзенизированный	10	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	»	$4\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-1}$	—	—	—	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$3\cdot10^{-1}$	—	»	$1\cdot10^{-1}$	—	$1\cdot10^{-1}$
		То же	60а	$3\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	»	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-1}$	—	—	—	$6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	—	1	$5\cdot10^{-2}$	»	$1\cdot10^{-1}$	—	$7\cdot10^{-2}$
		»	39	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$	—	»	$1\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	—	—	сл.	$5\cdot10^{-3}$	—	$7\cdot10^{-1}$	—	»	—	сл.	$3\cdot10^{-2}$
		»	39а	$7\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	—	»	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-2}$	—	—	»	$2\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-1}$	—	»	—	—	$2\cdot10^{-2}$

Сфалерит в пределах рассматриваемых месторождений слабо развит, является, по существу, редким минералом. Незначительная вкрапленность сфалерита отмечается в кварцевых жилах Колыванского, Калгутинского, Белорецкого, Казандинского, Чиндагатуйского, Мульчихинского, Кок-Кульского, Верхнебелокурихинского, Токаревского и Урзарсайского месторождений, а также рудопроявлений Лотовского, г. Толстая, рч. Погорелка и г. Мунгун-Тайга. Встречен он и в других рудопроявлениях Белокурихинского, Синюшинского и Талицкого массивов, однако нет уверенности (как в случае с Урзарсайским месторождением), что этот сфалерит (и сопровождающие его минералы — галенит, сульфосоли и др.) является производным единого с молибдено-вольфрамовой минерализацией рудного процесса.

В кварцевых жилах сфалерит обычно образует рассеянную мелкую вкрапленность и ассоциирует с халькопиритом, висмутовыми минералами, пирротином, поздним пиритом, блеклой рудой и галенитом. Представлен он преимущественно своей железистой разновидностью с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита и реже пирротина (Токаревское, Калгутинское, Верхнебелокурихинское месторождения). Значительно реже встречается буровато-желтый сфалерит без включений халькопирита (Мульчихинское, Верхнебелокурихинское месторождения, рудопроявление рч. Погорелка).

Спектроскопически в сфалерите из кварцевой жилы Калгутинского месторождения определены: кадмий — 0,0 *n*; индий, молибден, свинец — 0,00 *n*; кобальт, висмут, серебро — 0,000 *n*%.

Встречен сфалерит и среди грейзеновых образований Мульчихинского месторождения, где количество его колеблется от 33 до 72 *г/т* (что превышает содержание сфалерита в кварцевых жилах), а также в кварцево-мусковитовых грейзенах Каракольского месторождения (до 2—5 *г/т*).

Сфалерит из метасоматитов по сравнению со сфалеритом из кварцевых жил характеризуется большим количеством элементов-примесей (табл. 20). При этом максимум примесей определен в сфалерите из наиболее метасоматически преобразованных пород (кварцево-мусковитовых грейзенов), т. е. и здесь подтверждается та же закономерность, которая была отмечена выше для пирита. Представляет интерес постоянное наличие, и притом в значительном количестве ($> 1\%$), вольфрама. Не исключено присутствие в этих сфалеритах цинкового вольфрамита — санмартинита. Однако ни микроскопическими, ни рентгеноструктурными (табл. 21) исследованиями последний минерал не подтвержден.

Галенит является, по сравнению со сфалеритом, еще более редким минералом. Встречен он преимущественно в тех же месторождениях и рудопроявлениях (однако далеко не во всех), что и сфалерит, с которым он обычно тесно ассоциирует. По времени выделения галенит является наиболее поздним сульфидом. В основном он приурочен к границам зерен сфалерита, а также образует мельчайшие прожилки в последнем.

Микроспектральным анализом в галените из Казандинского месторождения установлено присутствие висмута, а также незначительная примесь серебра, железа, меди и молибдена. На присутствие галеновисмутита в рудах Калгутинского месторождения указывает Н. К. Ульянов. Галениты с высоким содержанием висмута отмечены в рудах подобных месторождений и других районов (Онтоев и др., 1960; Чухров, 1960; Ермилова, 1964,

Таблица 20

Результаты спектрального анализа (%) сфалеритов из грейзеновых образований Мульчихинского месторождения

№ пробы	Вмещающая порода	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Co	Ti	W	Cu	Pb	Bi	Zn	Cd	Be	Y	Yb	Nb
243	Гранит-порфир грейзенизированный	$6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	> 3	$7\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	> 1	> 1	$2\cdot10^{-1}$	—	—	м	$5\cdot10^{-2}$	—	—	—	—
244	То же	$1\cdot10^{-1}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-1}$	> 1	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	—	м	$4\cdot10^{-2}$	—	—	—	—
309	Кварцево-мусковитовый грейзен	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-1}$	1	$1\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-3}$	> 1	> 1	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	м	$2\cdot10^{-2}$	сл.	$5\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$

Таблица 21

Межплоскостные расстояния сфалерита из грейзенизированного гранит-порфира Мульчихинского месторождения

Исследованный минерал		Сфалерит (Михеев, 1957)	
I	*d*	*I*	*d*
10	3,119	10	3,116
4	2,702	2	2,706
10	1,918	9	1,908
10	1,636	8	1,630
3	1,568	1	1,560
6	1,360	2	1,350
8	1,250	4	1,245
3	1,217	1	1,215
8	1,102	5	1,104
8	1,039	3	1,045
6	0,9562	2	0,960
9	0,9129	3	0,917
9	0,8548	1	0,858

и др.), т. е., как отмечал Д. О. Онтоев (1960), висмутсодержащие галениты характерны (хотя и при малом их развитии) для молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации. Единичные зерна галенита отмечены в искусственных шлихах, взятых из грейзенизированных гранитов Атуркольского, Белокурихинского, Белорецкого, Синюшинского и Тоштузекского интрузивных массивов.

Блеклая руда — еще более редкий минерал. Наблюдается она в виде мелких неправильных выделений, ксеноморфных по отношению к вмещающему ее кварцу. Постоянно ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, висмутовыми минералами, галенитом, пиритом. Образуя тесные срастания с халькопиритом и сфалеритом, блеклая руда часто корродирует пирит и рассекается мельчайшими прожилками галенита.

Наибольшее количество блеклой руды отмечено в Кок-Кульском и Калгутинском месторождениях. На Кок-Кульском месторождении блеклая руда отмечена как в кварцевых жилах, так и среди кварцево-мусковитовых грезейнов околожильного типа и грейзенизированных гранитов кровли интрузивного массива.

По результатам спектрального анализа и оптическим данным блеклая руда из Калгутинского месторождения может быть отнесена к тетраэдриту. В ней отмечена примесь цинка, железа, олова и галлия.

Эмплектит в виде отдельных удлиненно-призматических зерен, постоянно ассоциирующих с халькопиритом, висмутином и другими висмутовыми минералами, встречен в полированных шлифах из руд Калгутинского, Мульчихинского, Белорецкого, Колыванского месторождений. Наблюдалось развитие эмплектита по границам зерен висмутина и халькопирита.

Виттихенит отмечен в рудах тех же месторождений, что и эмплектит, с которым он образует теснейшие срастания. Так же, как и эмплектит, он диагностирован только по данным микроскопии. Ю. А. Спейт и А. М. Новоселов (1938) указывают на присутствие виттихенита в рудах Колыванского месторождения в виде зерен от 0,02×0,03 до 0,22×0,42 *мм* в тесном срастании с айкинитом.

Клапротит (клапротолит) указывается Н. К. Ульяновым в рудах Калгутинского месторождения.

Тетрадимит в незначительном количестве отмечен В. А. Кузнецовым (1938) в кварцевых жилах Кураганского месторождения, где он сопровождается виттихенитом и висмутинитом.

Айкинит. На основании микроскопического анализа Ю. А. Спейтом и А. М. Новоселовым (1938) к айкиниту отнесен минерал в тесном срастании с виттихенитом, встреченный ими в рудах Колыванского месторождения. Однако ни данные микроскопии, ни приводимый в работе результат химического анализа смеси этих двух минералов не могут свидетельствовать однозначно в пользу айкинита. По приводимым авторами характеристикам минерал близок также к козалиту, который чаще всего и встречается в месторождениях рассматриваемой формации (Барабанов, 1961; Ермилова, 1964, и др.).

Борнит и **люцонит** отмечались Н. К. Ульяновым в рудах Калгутинского месторождения. Нами единичные зерна минерала, диагностированного как борнит, по данным микроскопических исследований, были встречены в кварцевых жилах Колыванского, Верхнеслюдянского, Черновкого, Мульчихинского месторождений и Чернухинского, Кабарзихинского рудопроявлений. Минерал встречен в тесной ассоциации с халькопиритом и блеклой рудой.

Киноварь (единичные зерна) встречена в протолочках из грейзенизированных пород нескольких месторождений и рудопроявлений (Мульчихинское, Бугузунское, Калгутинское, Никольский участок, Атуркольское и др.). Обнаружена она и в протолочках жильного кварца Бугузунского месторождения. Присутствие киновари связано, очевидно, с наложением более молодой ртутной минерализации, широко проявленной в пределах Горного Алтая. Повышенное содержание киновари отмечено в протолочках руд именно тех месторождений, вблизи которых проявлены ртутные месторождения (например, Бугузунское месторождение, расположенное вблизи ртутных месторождений Курайской рудной зоны).

Антимонит в виде единичных зерен зафиксирован в протолочках из внешней зоны околожильных грейзенов Осокинского месторождения. Согласно А. В. Кривчикову и Н. М. Пахарукову, свалы кварца с антимонитом (гнезда до 2×1 *см*) были отмечены на участке водораздела рек Подциха и Огневая Яма (в районе г. Строчиха) среди двуслюдяных турмалинизированных гранитов.

Джемсонит отмечен А. А. Оболенским (В. А. Кузнецов и др., 1966) в рудах Урзарсайского месторождения. Не исключено, что джемсонит в шеелитоносном штокверке является наложенным минералом — производным более поздней серебряно-свинцовой минерализации, для образования которой он и наиболее характерен.

Кварц является основным жильным минералом. Представлен он несколькими генерациями, имеющими на различных месторождениях далеко не равнозначное развитие. Наиболее полно эти генерации кварца проявились в пределах крупных месторождений, характеризующихся длительным проявлением эндогенного процесса и вследствие его — развитием минеральных ассоциаций, включающих, как правило, кварц. Наоборот, на мелких рудопроявлениях, где мы имеем дело с ограниченным числом минеральных ассоциаций, отмечается обычно одна-две генерации кварца (при резком преобладании какой-либо одной).

По характеру кварца рассматриваемые месторождения в первом приближении могут быть разделены на две большие группы: 1) месторождения в пределах интрузивных (материнских) массивов и 2) месторождения экзоконтактовых зон.

В месторождениях первой группы можно выделить до 5—6 генераций кварца. Наиболее ранним кварцем является кварц грейзеновых образований, характеризующийся обычно ясно выраженным зернистым строением, с размером зерен, в значительной степени зависящим от структурных особенностей исходных пород и интенсивности проявления метасоматических процессов.

По времени к этому кварцу очень близок грубозернистый кварц серого и темно-серого цвета с характерным жирным блеском, встречающийся в виде небольших гнезд и мелких прожилков на месторождениях, где проявлен молибденит ранней генерации (Мульчихинское). Сюда же, очевидно, следует отнести выделенные Н. К. Ульяновым для Калгутинского месторождения кварцевые жилы первой системы, имеющие северо-западное простирание при мощности до 10 *см* (иногда 15—18) и длине около 100 *м*. Сложены они крупнокристаллическим темно-серым (иногда почти черным)

кварцем с друзовыми пустотами, в которых встречаются шеелит и пластинки вольфрамита.

Наибольшим развитием пользуется кварц, ассоциирующий преимущественно с вольфрамитом. Здесь также можно выделить две генерации кварца, проявленные на ряде месторождений. На Осиновском месторождении отчетливо выделяются две разновозрастные системы кварцево-вольфрамитовых жил. Ранние жилы выполнены мелко- и среднезернистым светло-серым кварцем, тонко рассланцованным на субпараллельные плитки, и содержащим мелкокристаллическую вкрапленность зеленоватой слюдки, флюорита, калиевого полевого шпата, вольфрамита и очень редко пирита, шеелита, молибденита, висмутина. В поздних жилах кварц крупнокристаллический, стекловатый с друзовыми пустотками, в которых встречаются мелкие кристаллы дымчатого кварца. Рудная минерализация представлена в этих жилах более крупнокристаллическим вольфрамитом и реже — шеелитом, висмутином, пиритом, халькопиритом, иногда молибденитом.

Аналогичные две генерации кварца отмечаются и для кварцевых жил Дмитриевского месторождения, рудопроявления кл. Дрезговитый и др. Вообще кварц этих двух генераций является характерной особенностью месторождений и рудопроявлений Белокурихинского интрузивного массива. При этом наиболее продуктивной в отношении вольфрама является, как правило, минеральная ассоциация, несущая кварц поздней генерации.

Согласно Н. К. Ульянову, в пределах Калгутинского месторождения, кроме охарактеризованного выше кварца жил первой системы, выделяются еще две генерации кварца, ассоциирующего с вольфрамитом: крупнозернистый (иногда сливной) светлый кварц, слагающий основную массу кварцево-вольфрамитовых жил месторождения, и мелкозернистый серый и темно-серый кварц (обычно полосчатой текстуры, обусловленной чередованием полос разной зернистости и окраски) с марганцовистым вольфрамитом. Эти две генерации кварца отделены друг от друга периодом внедрения даек микрогранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров.

На месторождениях с широко проявленной сульфидной минерализацией (например, Колыванское и другие месторождения) развит поздний кварц, чаще всего представленный мелко- и среднезернистой светлой (иногда сахаровидной) разностью. Не исключено, что до некоторой степени данная генерация кварца является производной процесса перекристаллизации более раннего кварца. Для кварца, сопровождающего позднюю сульфидную минерализацию, характерны (по данным для Колыванского месторождения) более высокие значения *pH* суспензии (6,8—7,6) по сравнению с кварцем из более ранних кварцево-вольфрамитовых жил (6,4—7,2). Спектроскопически в первом кварце чаще фиксируются элементы, характерные для «сульфидной» ассоциации (медь, цинк, висмут, свинец, серебро), тогда как в кварце из кварцево-вольфрамитовых жил более обычны литий, бериллий, вольфрам, редкие земли и др.

Наконец, к наиболее поздней генерации следует отнести кварц из практически безрудных кварцевых жил, несущих только незначительную вкрапленность пирита и реже — халькопирита. На Калгутинском месторождении подобные жилы выполнены белым (сахаровидным) мелкозернистым кварцем и редкими друзами. Одна из таких жил, локализующаяся в кварцевых порфирах, имеет мощность в раздувах до 10—15 *м* и прослеживается по высыпкам на 500 *м*. В призальбандовых частях жилы много остроугольных обломков вмещающих пород.

До 5 *м* мощностью встречены поздние жилы молочно-белого крупнозернистого кварца (также с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита) в рудопроявлении ключей Май, Налимов (Белокурихинский интрузивный массив). К подобным образованиям можно, по-видимому, отнести и

кварцевые жилы (мощностью от 1 до 3 и даже 5 *м*) Верхнеслюдянского месторождения, приуроченные к зонам разлома (Александров, 1947).

В пределах месторождений экзоконтактовых зон интрузивных массивов при развитии генераций кварца, аналогичных по времени образования описанным выше, имеются свои особенности, обусловленные в основном проявлением ранних метаморфогенных кварцевых прожилков (Бугузунское, Урзарсайское месторождения), а также обычно более мелкозернистым характером кварца. На этих месторождениях чаще встречаются прожилки роговикового кварца. Значения *pH* суспензии кварца из кварцево-вольфрамитовых жил Бугузунского месторождения колеблются в пределах 6,8—7,4.

Гематит отмечен в рудах ограниченного количества месторождений. Наибольшее его количество зафиксировано в Бугузунском месторождении и Никольском рудопроявлении. В первом из них основная масса гематита (концентрирующегося в жилах молочно-белого кварца) отделена от вольфрамитовой минерализации периодом внедрения даек диабазов и диабазовых порфиритов, с которыми гематитовая минерализация обнаруживает тесную связь (Михалева, Сотников, 1967). И только незначительное количество гематита (в виде мелкой рассеянной вкрапленности в вольфрамите) образовалось в результате воздействия на ранее отложенный вольфрамит гидротермальных растворов поздней (сульфидной) стадии минерализации. Процесс подобного воздействия поздних гидротермальных растворов на вольфрамит с образованием гематита отмечался в литературе неоднократно (Wernicke, Teuscher, 1936; Leutwein, 1952_1, 1952_2; Чухров, 1960, и др.).

В Никольском рудопроявлении экзоконтактовой зоны Белокурихинского интрузивного массива гематит отмечен в скарнах, являющихся по отношению к кварцевым жилам с молибденитом, шеелитом и грейзенам более ранними образованиями.

В незначительном количестве гематит зафиксирован в рудах Кок-Кульского, Осиновского, Калгутинского и Колыванского месторождений. Гематит здесь также преимущественно (а в Осиновском месторождении — исключительно) находится в тесной ассоциации с вольфрамитом, образуя в нем тонкие пластинчатые включения. В Кок-Кульском и Красногорском месторождениях есть вкрапленность гематита в жильном кварце.

Касситерит для рассматриваемых месторождений Горного Алтая в отличие от месторождений данной рудной формации в Калбе — минерал не характерный. Касситерит был установлен только в шлихах, взятых в районе Калгутинского и Бугузунского месторождений, а также рудопроявлений Казандинского (оловянного), Тоголтайского, Тополинского и п. Гладкая (экзоконтакт гранитного массива г. Мохнатая). В делювии из района последнего рудопроявления было установлено до 400 знаков касситерита (и до 50—60 знаков шеелита).

В Казандинском (оловянном) рудопроявлении, локализованном в эндоконтактовой зоне Казандинского массива и представленном маломощными (до 3 *см*) кварцево-полевошпатовыми прожилками, касситерит был установлен в протолочках лейкократовых гранитов (совместно с молибденитом, пиритом, шеелитом и вольфрамитом). Имеется указание на проявление оловянного камня по рекам Орочоган и Кок-Куль, в восточной части Катунских Альп (Калюжный, 1963).

Намечается некоторое тяготение касситерита к шлихам, взятым на площади развития турмалинизированных пород.

Карбонаты для руд месторождений не характерны. В заметном количестве кальцит отмечается в Токаревском месторождении, где он проявлен в виде маломощных поздних прожилков, а также редких гнезд и вкрапленности в кварцево-шеелитовых прожилках. Спектроскопически в кальците уста-

Таблица 22

Результаты химического анализа вольфрамита

Месторождение	WO_3	FeO	MnO	Fe_2O_3	CaO	SiO_2	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Нерастворенный остаток	H_2O	п. п. п.	В пересчете на $FeWO_4$	В пересчете на $MnWO_4$	$\frac{MnWO_4}{FeWO_4}$	Литературный источник, автор
Мульчихинское	76,4	9,0	11,7		2,9								43,18	56,82	1,31	А. И. Александров (1953)
Верхнеслюдянское	75,72	7,19	14,23		2,86	0,36							33,29	66,71	2,03	Там же
»	74,04	10,77	12,64		11,97	0,76							45,56	54,44	1,19	»
Казандинское	74,78	2,35	18,0		3,58	1,44							12,2	87,9	7,19	»
Талицкое	75,95	0,38	20,79		1,64	1,06							0,16	99,83		»
Калгутинское	73,90	4,07	18,59							3,54			17,76	82,24	4,63	М. С. Баклаков (1940)
»	76,02	10,78	12,58							0,76			44,56	54,44	1,24	Там же
Колыванское	75,56	16,22	8,42										65,5	34,5	0,52	В. Бек, Н. Тейх (1869)
»		12,73	9,91										56,0	44,0	0,78	Ю. А. Спейт, А. М. Новоселов (1938)
»	74,94	13,70	9,56		0,17	1,35							59,28	40,72	0,68	П. П. Пилипенко (1915)
Белорецкое	76,04	9,53	8,53		4,70	0,38							52,3	47,7	0,91	В. В. Плечкан (1935)
»	75,16	11,39	9,31		1,98	0,27							54,6	45,4	0,83	Там же
Осиновское	76,50	5,58	17,92										23,53	76,47	3,24	И. П. Коропец (1942)
Осокинское	74,45	2,5	16,21													Там же
Кок-Кульское	75,08	2,30	20,75										9,8	90,2	9,2	Г. Д. Зиновьев, В. Д. Тимофеев, Т. Н. Зубков, (1939)
»	76,72	8,17	15,65						0,05		1,18	0,06	33,9	66,1	1,94	Там же
Калгазанское	67,40	13,96	14,60		0,13	1,86	0,64	1,10	0,05		1,16	1,90	48,6	51,4	1,05	В. И. Лаврентьев (1952)
»	61,64	11,40	11,90		0,55	8,63	0,96	2,12	0,05		0,96	3,64	48,6	51,4	1,05	Там же
»	55,40	25,80	11,46		—	0,91	0,60	1,57					69,0	31,04	0,44	»
Бугузунское	73,25	11,64	5,10	3,33	6,40								69,46	30,54	0,43	В. И. Сотников (1962)
»	74,56	8,55	4,47	4,46	7,50								63,58	36,4	0,54	Там же

навливаются железо, магний, марганец, алюминий и в нескольких пробах — стронций.

В Урзарсайском месторождении, согласно А. А. Оболенскому, на долю карбонатов приходится до 30% жильной массы зональных прожилков. Карбонаты, тяготеющие к центральным частям прожилков, представлены кальцитом ($Ng = 1{,}658$; $Np = 1{,}485$), доломитом ($Ng = 1{,}680$; $Np = 1{,}500$) и анкеритом ($Ng = 1{,}698$; $Np = 1{,}512$). Ж. Д. Никольской (1961) в зональных прожилках указывается до 30 чередующихся зон чистого и мутного карбоната.

В целом карбонаты чаще встречаются в месторождениях и рудопроявлениях, локализующихся в экзоконтактовых зонах интрузивных массивов. Незначительное развитие в рудах месторождений карбонатов обусловлено, возможно, тем, что катионные составляющие карбонатов здесь связывались прежде всего в форме других минералов (Ca — в флюорите, шеелите, апатите; Mn — в вольфрамите, апатите и т. д.).

Барит встречен нами в шлифе из кварцево-шеелитовой жилки Токаревского месторождения; образует мелкую (до 1—2 *мм*) ксеноморфную вкрапленность среди кварца. $Ng = 1{,}644$; $Np = 1{,}634$; $Nm = 1{,}636$. В заметном количестве (в виде прожилков и гнезд) барит установлен в одной из жил Ак-Булакского рудопроявления, где он тесно ассоциирует с шеелитом.

Вольфрамит—наиболее распространенный рудный минерал. Основная масса вольфрамита сосредоточена в кварцевых жилах, где он распределен неравномерно, тяготея преимущественно к зальбандам. Представлен он как одиночными — обычно таблитчатыми — кристаллами, уплощенными по (100) и достигающими до 10—15 *см* в длину при толщине до 3—4 *см*, так и веерообразными агрегатами кристаллов. В центральной части жил встречаются гнезда вольфрамита размером от 5 · 10 до 20 · 10 *см*^{2}. Кристаллы вольфрамита в призальбандовой части ориентированы перпендикулярно (или под очень тупым углом) к стенкам жил. На многих месторождениях устанавливается отчетливая приуроченность вольфрамита к катаклазированным участкам крупнокристаллического кварца.

Реже кристаллы вольфрамита (обычно мелкие) наблюдаются в слюдяных оторочках кварцевых жил, еще реже — среди грейзеновых образований, развитых вдоль жил.

Вольфрамит в жилах ассоциирует с молибденитом, пиритом, висмутином, халькопиритом, реже — с пирротином, арсенопиритом, сфалеритом; из жильных минералов, кроме кварца, его часто сопровождают флюорит, светлая слюда, полевые шпаты и турмалин.

В возрастном отношении вольфрамит является одним из наиболее ранних рудных минералов. Ему предшествует только молибденит первой генерации и на некоторых месторождениях (например, Белорецкое—Пинус, 1938) — пирит. Основная масса сульфидов по сравнению с вольфрамитом является более поздним образованием — производным последующей стадии минерализации — и локализуется вдоль трещинок и плоскостей спайности в вольфрамите.

Наблюдаются две генерации вольфрамита, наиболее четко проявленные в рудах Осиновского месторождения. Вольфрамит-1 представлен микрокристаллической разностью, рассеянной в массе мелко- и среднезернистого сероватого кварца. В количественном отношении вольфрамит-1 резко уступает вольфрамиту-2, встречающемуся в кварцевых жилах более позд-

Таблица 23

Результаты химического анализа монокристаллов вольфрамита Бугузунского месторождения

Анализируемая часть кристалла	WO_3	FeO	Fe_2O_3*	MnO	$\frac{FeO}{MnO}$	$\frac{MnWO_4}{FeWO_4}$
Осевая	73,25	11,64	3,33	5,10	2,28	0,43
Периферическая	74,56	8,55	4,46	5,47	1,17	0,54

*За счет включений гематита.

ней генерации в виде отдельных кристаллов (до 10—15 *см* длиной) и гнезд (до 20 · 30 *см*^{2}). Именно последний и пользуется преимущественным развитием в рудах молибдено-редкометально-вольфрамовых месторождений Горного Алтая.

Среди исследованных вольфрамитов по данным химических анализов (табл. 22), согласно классификации Д. Д. Дэна (1964), можно выделить следующие группы изоморфного ряда гюбнерит-ферберит:

1) гюбнериты с отношением гюбнеритовой молекулы к ферберитовой от 1,94 и выше (Казандинское, Калгутинское, Талицкое, Осиновское, Осокинское, Кок-Кульское, Верхнеслюдянское месторождения);

2) собственно вольфрамиты с примерно равным содержанием ферберитовой и гюбнеритовой составляющих (Мульчихинское, Верхнеслюдянское, Калгутинское, Колыванское, Белорецкое, Калгазанское месторождения);

3) вольфрамиты с повышенным содержанием ферберитового компонента, с отношением гюбнеритовой молекулы к ферберитовой 0,43—0,54 (Бугузунское и Калгазанское месторождения).

Следует отметить, что молекулярное соотношение гюбнерит-ферберит в вольфрамитах не отличается постоянством не только в пределах одного месторождения (см. табл. 22 — Калгутинское, Калгазанское и др.), но даже в пределах одного кристалла. Изучение монокристаллов вольфрамита Бугузунского месторождения показало, что по химическому составу вольфрамит явно неоднороден (табл. 23); центральные части кристаллов более железистые, чем наружные.

Одновременно с изменением химического состава от центра к периферии в кристаллах вольфрамита меняется и состав элементов-примесей (табл. 24). Осевые части кристаллов по сравнению с периферическими более обогащены такими элементами-примесями, как Co, Nb, V, Cu, Sc, Y. Содержание Ti и Zr не подчинено этим закономерностям, видимо, потому, что эти элементы не являются изоморфными примесями вольфрамита, а входят в состав титановых (рутил, анатаз) и циркониевых (циркон) минералов, представляющих собой субмикроскопические включения в вольфрамитах.

Таблица 24

Результаты спектрального анализа монокристаллов вольфрамита Бугузунского месторождения

№ пробы	Анализируемая часть кристалла	Состав элементов-примесей, %								
		Co	Ni	V	Cu	Ag	Sc	Y	Ti	Zr
3	Осевая	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	сл.	$1\cdot10^{-4}$	сл.	$3\cdot10^{-3}$	сл.	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$
4	»	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	»	$2\cdot10^{-3}$	»	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
6	»	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	»	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
1	Периферическая	$1\cdot10^{-3}$	сл.	—	$1\cdot10^{-4}$	»	$2\cdot10^{-3}$	сл.	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$
2	»	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	»	$2\cdot10^{-3}$	»	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$
5	»	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-4}$	»	$2\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$

Таким образом, осевые части монокристаллов вольфрамита из Бугузунского месторождения являются более железистыми и обогащены элементами-примесями по сравнению с наружными зонами кристаллов.

Приведенные выше различия в составе центральной и периферической части монокристалла вольфрамита Бугузунского месторождения объясняются скорее всего изменением его в процессе гипогенного замещения шеелитом, а не в процессе роста. Известно (Бек, Тейх, 1869; Тетяев, 1926; Барабанов, 1961), что при изменении вольфрамита менее устойчивым является ферберитовый компонент, в результате чего наблюдается обогащение минерала гюбнеритовой молекулой. Выносимое при этом железо может фиксироваться в виде пирита (Барабанов, 1961; Рамдор, 1962) или гематита, как в случае Бугузунского месторождения, где гематит находится в тесном срастании с шеелитом (приложение 4, *а*, *б*). Что же касается элементов-примесей, то, по-видимому, следует ожидать выноса тех элементов, которые тяготеют преимущественно к ферберитовому компоненту.

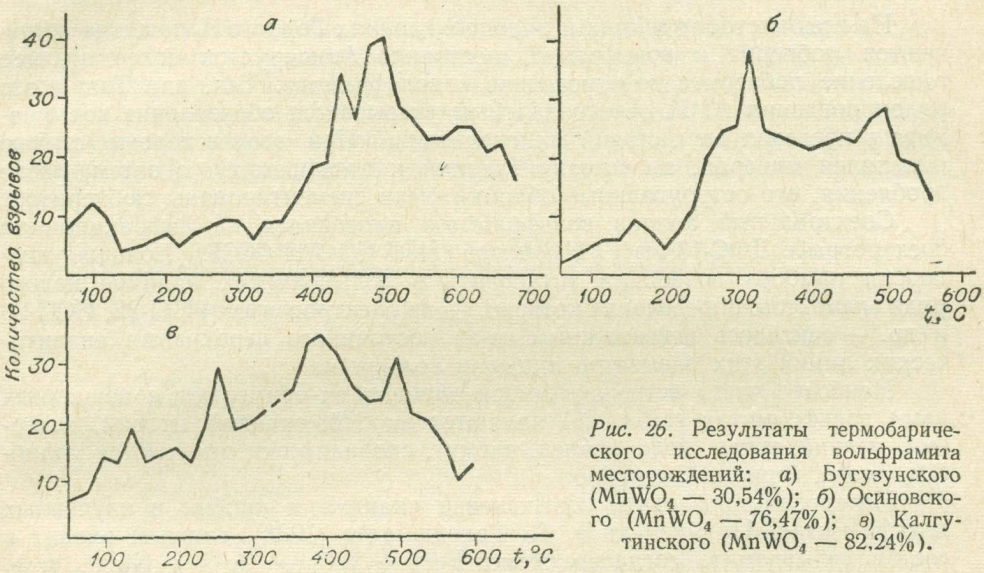


Рис. 26. Результаты термобарического исследования вольфрамита месторождений: *а*) Бугузунского ($MnWO_4$ — 30,54%); *б*) Осиновского ($MnWO_4$ — 76,47%); *в*) Калгутинского ($MnWO_4$ — 82,24%).

В литературе широко обсуждается вопрос о зависимости соотношения гюбнеритовой и ферберитовой молекул в вольфрамитах от температуры их образования. При этом высказываются прямо противоположные взгляды: как о более высоких температурах образования вольфрамитов ферберитового типа по сравнению с гюбнеритами (Тетяев, 1926; Хесс, 1940), так и о более высоком содержании марганца в более высокотемпературных вольфрамитах (Oelsner, 1944; Leutwein, 1952; Хасин, 1949; Schneiderhöhn, 1955; Лугов, 1956).

Проведенные в лаборатории минералообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР исследования трех образцов вольфрамита Горного Алтая на термобарометрическом регистраторе конструкции Ю. А. Долгова и А. И. Серебренникова показали, что наиболее железистый вольфрамит Бугузунского месторождения является и более высокотемпературным (рис. 26, *а*, *б*, *в*). Не исключено, что в пределах месторождений единого генетического типа, характеризующихся более или менее близкими особенностями состава рудоносных растворов, вольфрамиты с повышенным содержанием ферберитового компонента и будут более высокотемпературными.

Таблица 25

Результаты спектрального анализа вольфрамитов

№ пробы	Месторождение	Bi	Cu	Ag	Pb	Sn	Be	Ti	Nb	Mo	Y	Yb	Mg	Sc
12	Бугузунское	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-3}$
102/6	Колыванское	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
104	»	$2\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	—	—	$2\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	—	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
229	Мульчихинское	—	$8\cdot10^{-4}$	—	сл.	$1\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
304	Верхнеслюдянское	$2\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-1}$	—	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	—
304а/1	»	—	$5\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	$8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-1}$	—	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	—
339а	Батунковское	—	$2\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-4}$	—	—	$3\cdot10^{-3}$	—	—	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—
339а/1	»	$1\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	—	—	$1\cdot10^{-3}$	—	—	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—
213а	Осиновское	—	$2\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	—	$8\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$
123	Калгутинское	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	—	—	$5\cdot10^{-3}$	—

На всех месторождениях и рудопроявлениях Горного Алтая, где встречаются гюбнерит и вольфрамит, постоянно фиксируется более позднее выделение гюбнерита по отношению к вольфрамиту. Так, для Талицкого рудопроявления А. И. Александровым указывается образование вольфрамита в пределах двух стадий минерализации. При этом в первую стадию выделялся минерал, по составу близкий к вольфрамиту, а затем, после дробления, его остроугольные обломки были сцементированы гюбнеритом.

Спектральный анализ вольфрамитов проводился на дифракционном спектрографе ДФС-13 Л. Г. Изюмовой (ИГГ СО АН СССР). Большая дисперсия прибора позволила установить в вольфрамитах наличие целого ряда элементов, определение которых — на спектрографах ИСП-22, ИСП-28 и др. — считалось невозможным из-за постоянного перекрытия аналитических линий этих элементов линиями вольфрама.

Наиболее часто встречающимися элементами-примесями в изученных нами вольфрамитах (табл. 25) являются ниобий, скандий, иттрий, иттербий, магний, титан, медь, свинец, висмут, спорадически отмечаются молибден, олово, бериллий, серебро.

Интересно проследить соотношение скандия и ниобия в изученных вольфрамитах. По мнению В. М. Гольдшмидта (1938), скандий входит в состав вольфрамита согласно схеме: $Fe^{2+} + W^{6+} \rightarrow Sc^{3+} + Nb^{5+}$, т. е. в этом случае происходит гетеровалентный изоморфизм, когда двухвалентное железо замещается трехвалентным скандием, а двухвалентная отрицательная группа WO_4'' — трехвалентной отрицательной группой NbO_4'''.

Однако в нашем случае ниобий не является обязательным спутником скандия в вольфрамитах. Так, если вольфрамиты Осиновского, Мульчихинского и Колыванского месторождений содержат скандий и ниобий (табл. 26), то вольфрамиты Бугузунского месторождения содержат скандий при отсутствии ниобия. Вольфрамит Батунковского месторождения характеризуется отсутствием ниобия и скандия. Наши данные об отсутствии связи между ниобием и скандием в вольфрамитах согласуются с результатами работ Л. Ф. Борисенко и Н. В. Лизунова (1958_1, 1958_2), В. В. Иванова (1961).

Интересно отметить, что повышенное количество скандия установлено во всех образцах вольфрамита, в которых отношение $FeO/MnO > 0{,}5$. При отношении $FeO/MnO < 0{,}5$ содержание скандия уменьшается до полного исчезновения (см. табл. 26), т. е. содержание скандия в вольфрамитах повышается с увеличением в них ферберитового компонента.

Для выяснения формы вхождения элементов, обнаруженным спектральным анализом в вольфрамитах, последние были подвергнуты последовательному

разложению в HCl, HNO_3 и NH_4OH. Известно (Книпович и Морачевский, 1956), что аммиак обладает свойством частично осаждать Nb и Ta из раствора. Поэтому нерастворенный остаток, оставшийся после разложения вольфрамита, промывался дополнительно 2—3%-ным раствором перекиси водорода. Таким путем весь ниобий, находящийся в виде изоморфной примеси в вольфрамите, переводился в раствор. Раствор выпаривался до получения

Таблица 26

Распределение скандия и ниобия (%) в вольфрамитах

Месторождение	$\frac{FeO}{MnO}$	Nb	Sc
Калгутинское	0,21	0,02	не обн.
Осиновское	0,31	0,008	0,0003
Верхнеслюдянское . .	0,50	0,3	не обн.
»	0,50	0,5	»
Батунковское	0,50	не обн.	»
Мульчихинское . . .	0,76	0,02	0,01
Колыванское	1,92	0,03	0,002
Бугузунское	2,24	не обн.	0,001

сухого остатка, который в дальнейшем подвергался спектральному анализу. В результате были получены данные по содержанию элементов-примесей в выпаренном растворе и нерастворенном остатке, представляющем собой неразложившиеся минералы, которые присутствуют в вольфрамите в виде микроскопических включений.

В составе нерастворенного остатка под бинокуляром обнаружены кварц, флюорит, мусковит, турмалин, рутил. Кроме того, в незначительном количестве были установлены сильно резорбированные зерна вольфрамита, представляющие собой растворенные по спайности кристаллы, щетки, сетчатые зерна.

Сопоставление данных спектрального анализа вольфрамита (до химической обработки), осадка, выпаренного из раствора, и нерастворенного остатка показывает (табл. 27), что при сепаратном разложении вольфрамита отдельные элементы-примеси ведут себя по-разному.

Ниобий после химической обработки вольфрамита концентрируется, в основном, в осадке, полученном после выпаривания раствора. Учитывая, что при подобном сепаратном разложении вольфрамита тантало-ниобие-

Таблица 27

Результаты спектрального анализа вольфрамита и продуктов его растворения

Элемент	Вольфрамит	Осадок из выпаренного раствора	Нерастворимый остаток	Элемент	Вольфрамит	Осадок из выпаренного раствора	Нерастворимый остаток
Si	1,0	$5\cdot10^{-2}$	1,0	Ti	$8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Al	1,0	$5\cdot10^{-2}$	1,0	Sn	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$
Mg	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	Nb	$5\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-2}$
Ca	$3\cdot10^{-2}$	1,0	$3\cdot10^{-2}$	Y	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$
Cu	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-4}$	Yb	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$
Pb	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—	Zr	$2\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-3}$

вые минералы не разлагаются (Книпович, Морачевский, 1956), можно сделать вывод об изоморфном вхождении основной массы ниобия в изученные вольфрамиты. Следует отметить, что вхождение ниобия в решетку вольфрамитов вполне возможно в результате замещения ионами Nb^{5+} ионов W^{6+}, так как радиусы этих ионов близки.

Таблица 28

Среднее (арифметическое) содержание элементов-примесей в вольфрамитах

Элемент	%	Элемент	%
Bi	$4{,}3\cdot10^{-3}$	Nb	$1{,}1\cdot10^{-1}$
Cu	$2{,}1\cdot10^{-2}$	Mo	$2{,}6\cdot10^{-4}$
Ag	$1{,}5\cdot10^{-4}$	Y	$2{,}6\cdot10^{-3}$
Pb	$1{,}3\cdot10^{-3}$	Yb	$1{,}4\cdot10^{-3}$
Sn	$4{,}4\cdot10^{-4}$	Mg	$3{,}8\cdot10^{-2}$
Be	$2{,}8\cdot10^{-4}$	Sc	$1{,}4\cdot10^{-3}$
Ti	$3{,}8\cdot10^{-3}$		

Иттрий и иттербий, концентрирующиеся преимущественно в осадке, полученном после выпаривания раствора, также, видимо, являются изоморфной примесью в вольфрамитах, замещая в них Fe, и Mn. Повышенное содержание Si, Al, Mg, Zr в нерастворенном остатке объясняется присутствием в вольфрамитах микроскопических включений труднорастворимых минералов (кварца, мусковита, циркона и др.).

Присутствие кальция, в основном, объясняется механической примесью шеелита и флюорита в вольфрамитах. Шеелит при подобной обработке вольфрамита переходит в раствор, и в этом случае содержание кальция в выпаренном из раствора осадке достигает 1%. В то же время сотые доли процента кальция зафиксированы и в нерастворимом остатке, что обусловлено присутствием там флюорита, который при подобном сепаратном разложении вольфрамита не растворяется. Наличие титана в растворе и нерастворимом остатке говорит, очевидно, о том, что он может присутствовать в вольфрамитах как в виде изоморфной примеси, замещая W благодаря близости ионных радиусов W^{6+} и Ti^{4+}, так и в виде микроскопических включений рутила.

В табл. 28 приведено среднее содержание элементов-примесей в вольфрамитах.

С целью установления связи между отдельными элементами-примесями в вольфрамитах, а также их корреляции с составом последних были рассчитаны показатели ранговой корреляции (Урбах, 1964; табл. 29).

По значениям вычисленных коэффициентов выделяются три типа связи между соответствующими парами элементов (см. табл. 29): 1) сильная положительная связь между Y и Yb (+ 0,92); Sn и Nb (+ 0,93); 2) положительные связи между парами элементов:

Bi — Be, Bi — Ag, Bi — Cu, Cu — Ag, Ag — Mo, Ag — Be; Ag — Pb, Pb — Mn, Be — Mo, Mo — Mg, Mo — Yb, Yb — Sc;

Таблица 29

Показатели ранговой корреляции элементов-примесей в вольфрамитах

	Mn	Sc	Mg	Yb	Y	Mo	Nb	Ti	Be	Sn	Pb	Ag	Cu
Bi	+0,14	—0,16	—0,15	—0,12	—0,09	+0,21	—0,05	—0,12	+0,60	—0,001	+0,50	+0,71	+0,72
Cu	+0,14	—0,10	+0,20	+0,13	+0,23	+0,34	—0,33	—0,46	+0,50	—0,30	+0,50	+0,76	
Ag	+0,34	+0,02	+0,42	+0,09	+0,10	+0,57	—0,27	+0,08	+0,63	—0,21	+0,67		
Pb	+0,60	—0,57	+0,25	—0,34	—0,02	+0,20	—0,12	+0,17	+0,28	—0,16			
Sn	—0,39	+0,20	—0,49	+0,09	—0,45	+0,04	+0,93	+0,35	+0,01				
Be	+0,11	+0,37	+0,20	—0,03	—0,14	+0,62	+0,01	+0,11					
Ti	+0,42	—0,36	+0,52	—0,71	—0,63	+0,25	+0,47						
Nb	—0,07	+0,12	—0,20	—0,21	—0,09	+0,15							
Mo	+0,07	+0,54	+0,61	+0,56	+0,51								
Y	—0,29	+0,44	+0,54	+0,92									
Yb	—0,22	+0,79	+0,40										
Mg	—0,17	+0,67											
Sc	—0,59												

$r_{05}=-0{,}56$; $r_{01}=-0{,}80$

3) отрицательные связи: Sc — Mn (что еще раз подтверждает преимущественное вхождение скандия в железистые вольфрамиты); Pb — Sc; Ti — Yb.

Удельный вес вольфрамитов определялся по методу М. М. Василевского (1960) из микронавесок, что обеспечивало относительную чистоту исследуемого материала.

Для сравнения с изученными нами вольфрамитами были определены аналогичным методом удельные веса крайних членов изоморфного ряда вольфрамитов из месторождений Джидинского — гюбнерит — и Бурун-Шивея — ферберит (табл. 30).

Сопоставление данных химического анализа вольфрамитов с их удельными весами показывает, что с увеличением процентного содержания ферберитового компонента увеличивается удельный вес вольфрамита. Однако эта зависимость не носит четко выраженного прямолинейного характера, что, по-видимому, объясняется присутствием в вольфрамите мельчайших включений минералов, обладающих значительно меньшим удельным

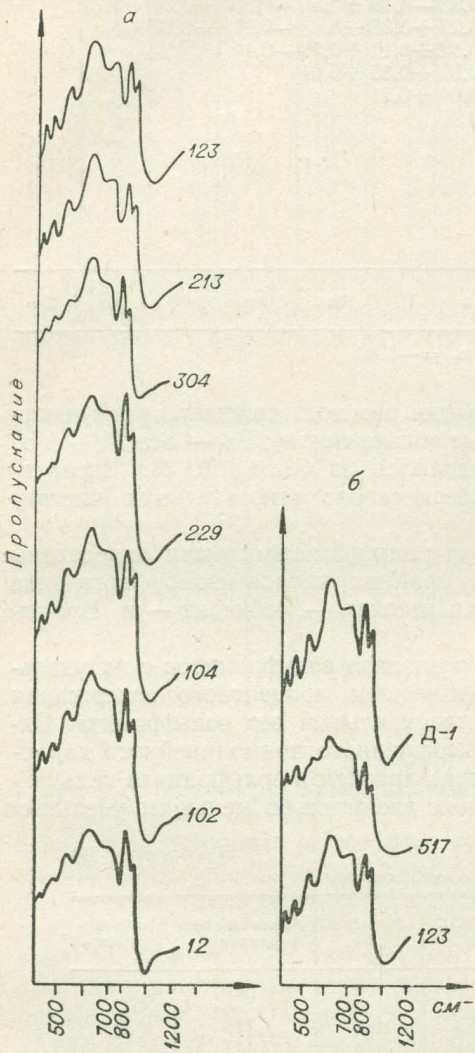
Таблица 30

Удельный вес вольфрамитов

№ пробы	Месторождение	$MnWO_4$, %	Навеска, *мг*	Удельный вес (средний)	Число определений
1	Джидинское (Бурятская АССР). . . .	99,33	10,3	7,115	2
123	Калгутинское	82,24	11,4	7,135	3
304	Верхнеслюдянское . .	67,04	10,5	7,220	3
229	Мульчихинское . . .	57,05	10,5	7,235	2
102	Колыванское	40,72	11,2	7,375	3
104	»	34,5	10,0	7,4	3
12	Бугузунское	36,42	10,3	7,150	3
2	Бурун-Шивея (В. Забайкалье) . . .	23,18	10,5	7,41	3

весом (кварц, мусковит, флюорит и др.). Особенно резкое несоответствие удельного веса с химическим составом отмечается для вольфрамитов Бугузунского месторождения. При содержании гюбнеритового компонента, равном 36,42%, удельный вес этих вольфрамитов (средний по трем замерам) достигает всего лишь 7,150, т. е. приближается по своим значениям к удельному весу гюбнеритовых разностей, что обусловлено присутствием обильных микроскопических выделений шеелита и гематита.

ИК-спектры вольфрамитов сняты на двухлучевом спектрометре в области 400—1100 $см^{-1}$ с оптикой KBr и NaCl. Образцы приготовлялись методом прессования прозрачных дисков из просушенного KBr. Навеска исследуемого минерала составляла 5 *мг*.



На рис. 27, *а* приведены ИК-спектры вольфрамитов в порядке уменьшения содержания в них гюбнеритовой молекулы (по данным химических анализов). Содержание марганца в вольфрамитах отражается полосами поглощения 425 и 460 $см^{-1}$ (Moenke, 1960). Эти полосы тем интенсивнее, чем выше в минерале содержание гюбнеритового компонента. Кроме того, замечено, что полоса 880 $см^{-1}$, наоборот, уменьшается по интенсивности с сокращением количества марганца.

Исключение составляют вольфрамиты 304 и 229, у которых интенсивности полос 425 и 460 $см^{-1}$ гораздо меньше, чем следовало бы ожидать, исходя из содержания в минералах гюбнеритовой молекулы. Согласно анализу, в этих вольфрамитах присутствует соответственно по 0,5 и 0,2% ниобия, т. е. гораздо больше, чем во всех других изученных нами вольфрамитах. По-видимому, именно присутствие ниобия несколько сглаживает полосы поглощения 425 и 460 $см^{-1}$.

Рис. 27. Инфракрасные спектры поглощения вольфрамитов:

а — в порядке уменьшения содержания в них гюбнеритовой молекулы; *б* — из месторождений: Джидинского — D_1, Спокойного — № 517; Калгутинского — № 123.

Для подтверждения данного предположения нами дополнительно были исследованы ИК-спектры поглощения трех вольфрамитов (рис. 27, *б*) № Д-1 (Джида; с содержанием $MnWO_4$ 99,33%, при отсутствии ниобия); № 517 (Спокойное; с содержанием $MnWO_4$ 97,3, ниобия — 1%); № 123 (Калгута; с содержанием $MnWO_4$ 88,24; ниобия — 0,02%). Оказалось, что у образца № 517 полосы поглощения 425 и 460 $см^{-1}$ гораздо меньше по интенсивности по сравнению с вольфрамитом № Д-1, хотя содержание гюбнеритового компонента в этих двух образцах очень близко. Спектр образца № 517 более сходен со спектром № 123, у которого содержание гюбнеритовой молекулы заметно выше. Все это позволяет высказать предположение о сглаживании в вольфрамите № 517 полос поглощения 425 и 460 $см^{-1}$ из-за влияния ниобия.

По ИК-спектру поглощения нерастворимый остаток, полученный после разложения вольфрамита № 304 (рис. 28) представляет собой силикатный (водный) минерал (~ 1100 $см^{-1}$ — полоса, обусловленная колебаниями Si — O связи; полоса 1640 $см^{-1}$ и полосы в области 2800—3600 $см^{-1}$ принадлежат деформационному и валентному колебаниям молекул воды). Примеси тантало-ниобиевых минералов в осадке по данным ИК-спектроскопии не обнаружено.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что использование метода инфракрасной спектроскопии при изучении вольфрамитов может дать материал для сведения о наличии в них изоморфной примеси ниобия (сглаживание полос поглощения 425 и 460 $см^{-1}$).

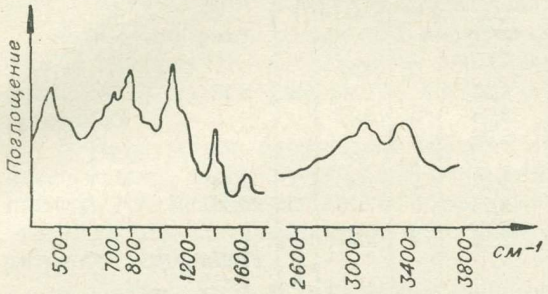


Рис. 28. Инфракрасный спектр поглощения нерастворимого остатка от растворения вольфрамита.

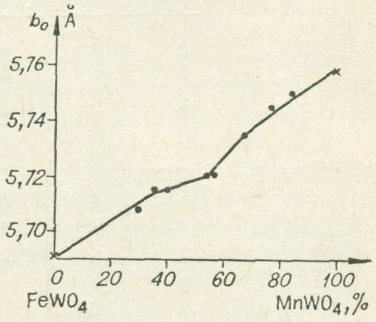


Рис. 29. Зависимость параметра b_0 вольфрамитов от соотношения гюбнерито-ферберитового компонента.

Рентгеновский анализ вольфрамитов производился на дифрактометре УРС-50ИМ с использованием отфильтрованного медного излучения ($\lambda_{K\alpha}$ = = 1,5415 Å). Режим съемки: скорость счетчика 1°/*мин*, скорость ленты 720 *мм/час*, щель входная 0,5 *мм*, щель счетчика 0,25 *мм*, постоянная времени 4. Параметры элементарной ячейки определены по отражениям типа *h*00, 0*k*0, 00*l*, h0*l*.

Зависимость параметров a_0, b_0, c_0 и β от содержания Fe и Mn установлена Резухиной, Симановым, Герасимовым (1951), Симановым и Куршаковой (1957), Tokaro (1957), Starke (1959) и другими авторами. Кроме того, на рентгенограмме моноклинных вольфрамитов наблюдается расщепление некоторых линий, которое увеличивается с повышением содержания гюбнеритового компонента. Однако, учитывая моноклинную сингонию большинства вольфрамитов и зависимость параметров a_0 и c_0 от угла моноклинности β ($a_0 \cdot \sin\beta \cdot c_0 \cdot \sin\beta$), мы нашли наиболее приемлемой зависимость параметра b_0 от состава вольфрамита. Дублет линий (111) — ($\overline{1}11$) и (011) — (110) тоже, на наш взгляд, менее приемлем, так как не позволяет определять состав вольфрамита при малых содержаниях гюбнеритовой молекулы.

Таким образом, нами использовалась только зависимость параметра b_0 от состава. Для определения b_0 линии (020) и (030) записывались на дифрактометре 2—3 раза, и определялся средний результат (табл. 31).

Проведены рентгеновские исследования с целью выяснить возможную форму вхождения ниобия в вольфрамиты. Получены следующие результаты.

1. В нерастворенном остатке, полученном

Таблица 31

№ образца	b_0, Å	$MnWO_4$ % по хим. анализам
123	5,750	83,14
102	5,715	34,5
104	5,715	40,4
229	5,720	56,82
213	5,745	76,85
304	5,735	66,71
309	5,720	57,05
12	5,708	30,54

при растворении вольфрамита, присутствуют, в основном, мусковит и кварц (табл. 32). Линии, совпадающие с рентгенограммой колумбита, не могут быть однозначно приписаны ему, так как отсутствует самая сильная линия колумбита ($\alpha = 2{,}90$; $I = 10$), а также линии $\alpha = 2{,}19$, $I = 7$; $\alpha = 2{,}16$, $I = 8$; $\alpha = 2{,}04$, $I = 8$ и др.

Таблица 32

Межплоскостные расстояния нерастворимого остатка вольфрамита

Нерастворимый остаток		Мусковит*		Кварц*		Колумбит*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
2	10,00	10	10,03				
1	4,96	5	5,02				
2	4,22			2	4,25		
7	3,73	4	3,71			3	3,73
10	3,34	9	3,34	5	3,33		
2	2,74	5	2,78				
3	2,66						
1	2,46	2	2,47	5	2,45	5	2,44
1	2,28	2	2,25	5	2,28	3	2,35
1	2,23	3	2,18	4	2,23		
2	1,95					3	1,974
1	1,858					3	1,852
2	1,816			9	1,813		
2	1,675			5	1,668		
2	1,541			9	1,539		

* По В. И. Михееву (1957).

2. На рентгенограмме вольфрамита, содержащего 1% ниобия (№ 517), не обнаружено дополнительных линий. Параметр $b_0 = 5{,}759 \pm 0{,}005$ Å в точности соответствует содержанию $MnWO_4$ в этой пробе. Следовательно, изоморфное вхождение ниобия до 1% не сказывается заметно на параметре b_0.

По полученным значениям параметра b_0 построен график зависимости величины b_0 от колебания гюбнеритовой и ферберитовой составляющих в вольфрамитах(рис. 29). При построении графика были использованы уточненные параметры для $FeWO_4$, $b = 5{,}691$ *kx* (Резухина и др., 1951) и для $MnWO_4$, $b = 4{,}985$ *kx* (Симанов, Куршакова, 1957), полученные на синтезированном материале на основании рентгенограмм вращения и прокорректированные по дебаеграмме.

Построенный нами график по своему характеру приближается к S-образному графику с перегибом при 40—60% содержании $MnWO_4$, приводимому Ю. П. Симановым и Р. Д. Куршаковой (1957) для исследованных ими искусственных вольфрамитов, и несколько отличается (особенно в области существенно ферберитовых вольфрамитов) от прямолинейного графика А. Сасаки (Sasaki, 1959).

Результаты исследования вольфрамитов в кратком описании выглядят следующим образом.

1. Вольфрамиты из месторождений молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации Горного Алтая имеют состав, отвечающий собственно вольфрамитам. Соотношение гюбнеритовой и ферберитовой молекул колеблется в них от 0,43% до практически чистого гюбнерита (Талицкое месторождение), что не укладывается в схему, предложенную Л. Бауманом и Р. Штарке (Baumann, Starke, 1963) для вольфрамитов подобного генезиса.

Намечается зависимость железистости вольфрамитов от температуры их образования. Эту зависимость, по-видимому, необходимо рассматривать в локальном плане. Колебания в составе вольфрамитов скорее всего следует объяснять спецификой состава рудоносных растворов и химическими особенностями вмещающей среды.

2. Характерной особенностью вольфрамитов является присутствие в них скандия, содержание которого увеличивается по мере возрастания ферберитового компонента. Скандий установлен во всех образцах вольфрамита, в которых отношение $FeO/MnO > 0{,}5$; при отношении $Fe/MnO < 0{,}5$ содержание скандия уменьшается до полного исчезновения.

3. Связь между ниобием и скандием в вольфрамитах отсутствует, что не согласуется с мнением Гольдшмидта о гетеровалентном изоморфизме $Fe^{2+} + W^{6+} \rightarrow Sc^{3+} + Nb^{5+}$, в вольфрамитах.

4. Как показало сепаратное разложение вольфрамита, рентгенографический анализ и ИК-спектроскопия нерастворенного остатка, получившегося после разложения вольфрамита, ниобий, в основном, является изоморфной примесью.

5. Присутствие изоморфной примеси ниобия в вольфрамите сглаживает интенсивность полос поглощения в области 425 и 460 $см^{-1}$. При отсутствии примеси или незначительном ее содержании в вольфрамитах по инфракрасным спектрам поглощения можно судить о соотношении гюбнерито-ферберитового компонента.

6. Подтверждается зависимость параметра b_0 от состава вольфрамитов. Присутствие в изоморфной примеси ниобия (до 1%) не влияет на значения данного параметра.

7. На основании вычисленных показателей ранговой корреляции элементов-примесей в вольфрамитах выделяются три типа связи между соответствующими парами элементов: сильная положительная (Y — Yb, Sn — Nb); положительная (Bi с Be, Ag, Cu; Ag с Mo, Be, Pb, Cu; Pb с Mn; Mo с Be, Mg, Yb; Sc с Yb); отрицательная (Sc — Mn, Pb — Sc, Ti — Yb).

8. Удельный вес вольфрамитов колеблется в пределах 7,115—7,41, закономерно повышаясь по мере возрастания ферберитового компонента. Исключение составляют вольфрамит Бугузунского месторождения, в составе которого обнаружены субмикроскопические включения минералов меньшего удельного веса.

Шеелит. По степени его развития в рудах рассматриваемые месторождения могут быть разделены на две группы: 1) месторождения, в рудах которых шеелит является основным (и даже единственным) вольфрамовым минералом или его количество соизмеримо с содержанием вольфрамита; 2) месторождения, для которых шеелит не характерен. К первой группе относятся преимущественно месторождения экзоконтактовых зон интрузивных массивов (Урзарсайское, Казанцевское, Верхнеслюдянское, рудопроявление г. Седло, мелкие рудные точки экзоконтакта Талицкого массива — Тагертмыш, Кууш, Улыш и др.), а также некоторые рудные участки среди грейзенизированных пород эндоконтакта (Быстрянское, Шинокское месторождения, «шеелитовая зона» Мульчихинского месторождения и т. д. Вторую группу составляют месторождения, локализующиеся, в основном, среди материнских интрузивных массивов (основная масса месторождений и рудопроявлений Горного Алтая).

В рудах месторождений первой группы (особенно в случае развития шеелита в качестве единственного вольфрамового минерала) отмечается несколько генераций шеелита. Так, для Урзарсайского месторождения зафиксировано четыре генерации шеелита, образующегося в период проявления каждой из четырех выделенных для вольфрамового штокверка стадий ми-

нерализации (Оболенский, 1960; Никольская, 1961). Основная масса шеелита связана с кварцево-полевошпатовыми прожилками третьей стадии.

Шеелит здесь в виде вкрапленности (около 1, реже — 2—3 *мм*) или, реже, агрегатов зерен, концентрирующихся как в зальбандовых, так и центральных частях прожилков, ассоциирует с флюоритом и альбитом. В отличие от шеелита первых двух стадий шеелиту-3 в ультрафиолетовых лучах свойственна желтая люминесценция (шеелиты-1, 2 люминесцируют в голубых тонах). Химическими анализами в шеелитовых концентратах из третьей стадии минерализации установлено до 1,55% молибдена, чем, по-видимому, и обусловлен желтый цвет люминесценции шеелита-3 (Александров, 1966; Круглова и др., 1966). Желтая люминесценция характерна для шеелита-4, который в виде хорошо развитых дипирамидальных кристаллов размером до 0,5 *см* в поперечнике отмечается среди кварцево-полевошпато-карбонатных прожилков в четвертой стадии минерализации.

В кварцевых прожилках первых двух стадий минерализации шеелит является относительно редким минералом. Тем не менее присутствие его в этих прожилках, особенно в метасоматических кварцевых прожилках первой стадии, представляющих собою согласные со сланцеватостью или метаморфической полосчатостью вмещающих пород скопления кварца с нечеткими и неровными контактами, имеет несомненный интерес. Присутствие подобного характера прожилков, также содержащих редкую вкрапленность шеелита, отмечалось (В. А. Кузнецов и др., 1966; Михалева, Сотников, 1967) в пределах Бугузунского месторождения, локализующегося, как и Урзарсайское месторождение, среди метаморфической песчано-сланцевой толщи флишоидного типа. Эти прожилки рассматривались нами как образования «альпийского» типа, при формировании которых материал (в том числе и вольфрам) заимствовался из вмещающей толщи.

Две генерации шеелита зафиксированы в рудах Токаревского месторождения, при этом наиболее развит шеелит второй генерации, образующий гнездообразную вкрапленность среди трещиноватого крупнозернистого светло-серого и молочно-белого кварца. Отмечается преимущественное тяготение шеелита к зальбандам кварцевых жил, имеющих грейзеновые оторочки. Часто наблюдается тесное срастание шеелита с мелкочешуйчатым мусковитом.

Шеелит в рассмотренных месторождениях (при отсутствии вольфрамита) является одним из ранних рудных минералов, особенно по отношению к сульфидам меди, висмута, свинца и цинка. В рудах Токаревского месторождения отмечалось более раннее образование молибденита, однако последний зачастую является производным предыдущей стадии минерализации.

В месторождениях с развитием двух вольфрамовых минералов — шеелита и вольфрамита — чаще всего фиксируется более позднее образование шеелита, который обычно развивается по вольфрамиту. Реже отмечается шеелит вне связи с вольфрамитом. В большинстве случаев и этот шеелит по отношению к вольфрамиту является поздним образованием. Но в некоторых случаях зафиксировано и раннее отложение шеелита. Подобные взаимоотношения отмечены для Калгутинского месторождения (Бакланов, 1945_2).

Отмечаемые в рудах месторождений Горного Алтая возрастные взаимоотношения шеелита и вольфрамита являются обычными для большинства других районов развития вольфрамовых месторождений (Тетяев, 1918; Стороженко, 1939; Лугов, 1956; Дуброва, 1957; Куклин, 1959; Чухров, 1960; Барабанов, 1961; Ермилова, 1964; Horn, 1930, 1947; Ramdohr, 1948, и др.). Обратные возрастные взаимоотношения значительно более редки и отражают, в основном, случаи, когда мы имеем дело с шеелитом как с образованием более ранней минеральной ассоциации (Левицкий, 1939; Куклин, 1959; Барабанов, 1961; Лугов, 1965, и др.).

Таблица 33

Характер люминесценции шеелита

Массив, месторождение	Вмещающие образования	№ пробы	Люминесценция λ=2500— 4000 Å	Катодолюминесценция	Интенсивность люминесценции
Токаревское	Кварцевые жилы	279а/1	Бледно-голубая	Сине-голубая	Тусклая
»	»	270а	»	»	Яркая
Урзарсайское	»	К-25	Желтая	Желтая	»
Шинокское	Кварцево-мусковитовый грейзен	3ш	Бледно-голубая	Синяя	Слабая
Горно-Колыванское	Гнездо шеелита	42428	Желтая яркая	Светло-желтая, пятнистая	Яркая
Белокурихинский массив	Мусковитизированный гранит	354	Голубая	Сине-голубая	Средняя
1. р. Черновая	Гранит	350	»	»	»
2. Батунковское	Кварцево-мусковитовый грейзен	353	Голубая и желтая (е. з.)	Голубая и желтая	»
Синюшинский массив	Гранит	30	Голубая и желтая	То же	Яркая
Талицкий массив	»	290	Голубая	Синяя	Слабая
1. Участок г. Боровая	Грейзенизированный гранит	285	»	»	Средняя
2. Каракольское	Кварцево-мусковитовый грейзен	06	»	»	»
3. Мульчихинское	Грейзенизированный гранит	244	»	»	»
Тоштузекский массив	Мусковитизированный грейзен	91	»	»	Очень слабая
Юстыдский массив	Кварцево-мусковитовый грейзен	181	»	»	То же
»	Грейзенизированный гранит	402	»	»	Средняя

Шеелит в месторождениях Горного Алтая является характерным минералом не только для жильного выполнения, но и для метасоматических образований (в основном, в месторождениях грейзено-шеелитового минерального типа, а также в некоторых околожильных грейзеновых оторочках), где он встречается в виде рассеянной вкрапленности неправильных зерен и мелких зернистых агрегатов. В кварцево-мусковитовых грейзенах Батунковского месторождения были встречены единичные кристаллы в форме тетрагональных бипирамид.

По характеру люминесценции основная масса исследованных шеелитов довольно отчетливо обособляется в группу, характеризующуюся свечением в голубоватых тонах (табл. 33). Шеелиты с желтой люминесценцией характерны, в основном, для месторождений Урзарсайского и Горно-Колыванского (шеелитовые гнезда). В других месторождениях и рудопроявлениях отмечены только единичные зерна шеелита с подобным характером свечения (при преобладающей роли «голубого» шеелита).

Именно в шеелитах из Урзарсайского и Горно-Колыванского месторождений и зафиксировано максимальное содержание молибдена (табл. 34), являющегося, по мнению Александрова (1966), Кругловой (1966) и других авторов, активатором желтой люминесценции шеелита. В других спектроскопически исследованных шеелитах содержание молибдена значительно ниже и не превышает $2 \cdot 10^{-3}\%$.

Постоянной примесью в шеелитах является иттрий, содержание которого, за исключением шеелита из Горно-Колыванского месторождения, удивительно постоянно ($1 \cdot 10^{-2}\%$). Значительно большим колебаниям подвержено содержание иттербия, также зафиксированного во всех пробах. Всего в двух пробах (Урзарсайское и Батунковское месторождения) установлен

Результаты спектраль

Месторождение	Вмещающая порода	№ пробы	Pb	Mn	Cu	Be	Ti	Y	Yb
Токаревское	Кварцевые жилы	279а/1	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$
»	»	279а	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$
Урзарсайское	»	К-25	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	—	$8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-4}$
Батунковское	Кварцево-мусковитовый грейзен	3339а	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-4}$	—	сл	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
Мульчихинское	Грейзенизированный гранит	309	—	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-4}$
		42426	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	—	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$
Горно-Колыванское	Шеелитовое гнездо								
Шинокское	Кварцево-мусковитовый грейзен	3ш	—	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$		$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$

европий. Характерно, что церий не зафиксирован ни в одной пробе, чем исследованные шеелиты резко отличаются от молибденсодержащих шеелитов молибденовых месторождений (Круглова и др., 1966).

В шеелите из Урзарсайского месторождения, вообще являющемся одним из наиболее богатых по элементам-примесям, определено $5\cdot10^{-4}$% скандия. Л. Ф. Борисенко (1961), исследовавший шеелиты из многочисленных месторождений СССР, скандий в них не обнаружил. В то же время им указывается присутствие до 0,1% Sc_2O_3 в шеелитах из Чехословакии, для которых предполагается замещение по схеме Y^{3+}, $Sc^{3+} \rightarrow Ca^{2+}$.

По данным электронного парамагнитного анализа (М. Я. Щербакова), исследованные шеелиты, за исключением шеелита из Урзарсайского и Шинокского месторождений, близки между собой. Они характеризуются тем, что спектры Mn^{2+} в них имеют хорошее разрешение; ширина линий $\sim$ 4—5 *Эрст* (Токаревское, Батунковское, Горно-Колыванское месторождения).

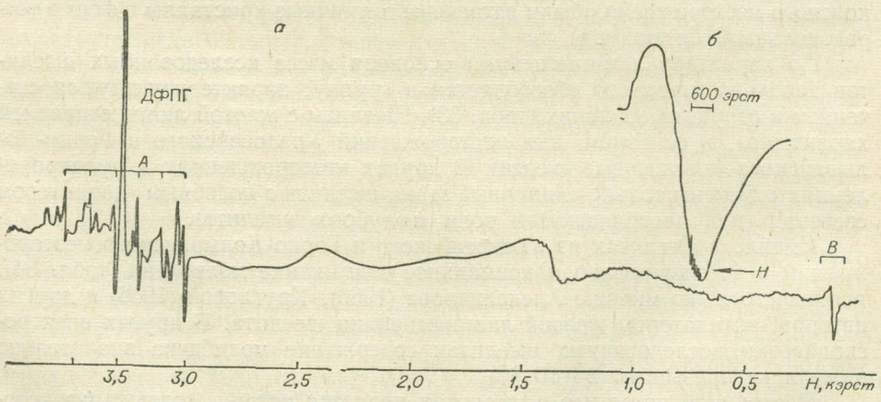


Рис. 30. Спектры электронного парамагнитного резонанса шеелита:

а — шеелит Колыванского месторождения (шесть линий *А* — центральная серия линий Mn^{2+} в положении Са; линия *В* принадлежит Gd^{3+} в положении Са; ДФПГ — стандартная линия отметки); *б* — спектр ЭПР урзарсайского шеелита (широкая интенсивная асимметричная линия с полушириной $\sim$ 2000 *эрст*, вероятно, принадлежит Мо).

Таблица 34

ного анализа шеелитов

Mo	La	Eu	Nb	Sc	Sr	Al	Fe	Mg	Ba	Si	Bi
$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$				$5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$
$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$				$5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-2}$	—
1,0	$8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-2}$	$\sim$1,0	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—
$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$		$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	сл	$8\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-2}$	—
$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-2}$		—	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	—	не опр.	не опр.
$\sim$1,0	—	—	—		$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-3}$	—	$7\cdot10^{-3}$	—
$1\cdot10^{-3}$	—	—	$1\cdot10^{-2}$		$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-2}$	

В шеелите из Горной Колывани, кроме спектра Mn^{2+}, отмечен спектр Gd^{3+} (рис. 30, *а*).

Спектр Mn^{2+} (центральный переход $\frac{1}{2} - \frac{1}{2}$) для шеелита Урзарсайского и Шинокского месторождений более уширен, средняя ширина линий 6—8 *эрст* (рис. 30, *б*). Уширение линий спектра может быть вызвано относительно высоким содержанием в структуре шеелита других парамагнитных примесей, например молибдена. Возможной причиной может являться и более низкая степень окристаллизованности исследованного образца. Второе объяснение более вероятно, по-видимому, для шеелита Шинокского месторождения, в котором зафиксировано всего $1\cdot10^{-3}$% Мо, т. е. то же количество, что и в шеелите Токаревского месторождения, для которого подобное уширение спектра Mn^{2+} не характерно.

В шеелите Урзарсайского месторождения отмечена очень интенсивная широкая линия (ширина $\sim$ 2000 *эрстед*), связанная с наличием молибдена в виде какой-то, еще не расшифрованной, механической примеси (см. рис. 30, *б*). Для шеелита Горной Колывани, также содержащего около 1% молибдена, подобного уширения не наблюдалось, что свидетельствует об изоморфной форме вхождения молибдена. Учитывая желтый цвет люминесценции шеелита из Урзарсая, не следует, очевидно, исключать возможность вхождения хотя бы части установленного спектрографически молибдена в решетку минерала. О соотношениях изоморфной и механической примесей молибдена, так же как и о форме последней, в настоящее время судить не представляется возможным. Дальнейшие исследования в данном направлении продолжаются.

Полевой шпат — один из главных минералов, встречающихся в том или ином количестве в большинстве кварцевых жил. При этом наряду с жилами, в которых полевой шпат устанавливается в виде редких мелких гнезд и спорадической вкрапленности, имеются существенно полевошпатовые жилы. Такими, в частности, являются некоторые жилы Дмитриевского месторождения, а также ранние жилы Осиновского месторождения (особенно на верхних горизонтах). Эти жилы обычно несут обильную вкрапленность вольфрамита, приуроченную, в основном, к участкам скопления полевошпатового материала. С вольфрамитом здесь тесно ассоциируют флюорит,

серицит и мелкозернистый кварц, образующие червеобразные вростки в полевом шпате. В месторождениях, где развит молибденит, намечается его тяготение к полевому шпату. Вообще в полевом шпате при наложении последующей минерализации рудные минералы концентрируются довольно часто.

Существенную роль в жильном выполнении играет калиевый полевой шпат в рудах Урзарсайского месторождения, где он совместно с альбитом слагает до 90—95% жильной массы кварцево-полевошпатовых прожилков основной рудной третьей стадии минерализации. Калишпат представлен в основном крупными (местами корродированными кварцем) зернами с микроклиновой решеткой, по которым развивается шахматный альбит. Отдельные зерна и зернистые агрегаты альбита встречаются и непосредственно в массе кварца. В ассоциации с калишпатом и альбитом иногда наблюдается замещающий их мусковит.

Своеобразные полевошпатовые оторочки наблюдаются около кварцевых жил Осокинского месторождения при локализации их в скарнированных известняках. Эти оторочки (мощностью до 0,2 *м*) , развитые непосредственно в зальбанде кварцевых жил и отделенные от последних только маломощной (в несколько миллиметров) мусковитовой оторочкой, сложены микроклин-пертитом с вкрапленностью флюорита, кварца, карбоната, эпидота и изредка диопсида.

Микроклин вообще является наиболее характерной для рассматриваемых месторождений разностью калиевого полевого шпата (имеется указание Н. К. Ульянова, Н. М. Кужельного и других авторов на развитие ортоклаза в кварцевых жилах Калгутинского месторождения). По данным рентгеновских анализов он обычно характеризуется высокой степенью триклинности (в пределах 0,65—1,00). Представлен микроклин чаще агрегатами сильно пелитизированных зерен неправильной формы с плохо проявленной микроклиновой решеткой. Реже встречаются хорошо образованные кристаллы полевого шпата (Кабарзихинское рудопроявление). Спектроскопически в калиевом полевом шпате устанавливаются: барий—0, *n* — 0,0 *n*; кальций, магний — 0,0 *n*; марганец, стронций — 0,00 *n*, молибден, свинец, галлий, бериллий, ниобий, иттрий и др. — 0,000 *n*%.

По времени образования основная масса калиевого полевого шпата жильного выполнения является ранним минералом, во многих случаях замещаемым кварцем, альбитом и рудными минералами. Вместе с тем иногда встречается поздний калиевый полевой шпат, образующий мелкие прожилки в ранее выделившихся минералах. Иногда этот полевой шпат встречается в друзовых полостях среди кварца. Калиевый полевой шпат в жильном выполнении количественно в целом преобладает над альбитом, который более характерен для грейзеновых образований.

Топаз — весьма редкий минерал молибдено-редкометальных месторождений Горного Алтая. Несколько повышенное количество его устанавливается в месторождениях и рудопроявлениях грейзено-редкометального и реже кварцево-редкометального минеральных типов, где топаз в виде единичных зерен и зернистых агрегатов встречается среди грейзеновых образований (преимущественно кварцево-мусковитового состава), тяготея к участкам развития мусковита.

Для рудных образований других минеральных типов топаз практически не характерен. Можно только отметить «молибденовый шток» Калгутинского месторождения, где топаз зафиксирован в кварцевых жилах в ассоциации с полевыми шпатами, флюоритом и лепидолитом, а также Осокинское месторождение, для которого имеется указание Н. Л. Михайлова о присутствии топаза в «хвосте» пробы из околожильного грейзена в количестве 297 *г/м*^{3}. В жильном выполнении, как и во многих других месторож-

Таблица 35

Межплоскостные расстояния эпидота

Исследованный минерал		Эпидот*		Полевой шпат* (альбит)		Кварц*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
2	5,066	4	5,0				
2	4,008			с	4,04		
1д	3,782	4	3,97	с	3,78		
4	3,487	4	3,48	ср	3,51		
4	3,370	2	3,41	ср	3,38	10	3,34
3	3,219	4	3,28	ос	3,205		
1	3,074			сл	3,08		
10	2,918	10	2,90	ср	2,94		
8	2,820	6	2,82	ср	2,84		
9	2,704	6	2,68				
9	2,611	6	2,60	ср	2,62		
5	2,521	4	2,53	ср.с.	2,55		
2	2,455			ср.с.	2,43	5	2,45
9	2,403	8	2,40	ср.сл.	2,38		
8	2,284	4	2,30			5	2,28
7	2,162	4	2,16				
8	2,114	6	2,11	ср	2,11	5	2,1[illegible]
2	2,075	4	2,07	сл	2,08		
1	2,050	2	2,05				
1	1,993					4	1,97
10	1,870	7	1,88	ср	1,88		
1	1,815			ср	1,821	9	1,813
1	1,766			ср. сл.	1,77		
1	1,735			ср. сл.	1,745		
1	1,698	2	1,70				
1	1,670					5	1,668
5	1,585	5	1,582	сл	1,58		
5	1,573			сл	1,567		
5	1,537	5	1,538			9 4	1,539 1,45
7	1,451	6	1,461				
2	1,433	2	1,437				
9	1,400	6	1,409			8	1,380
9	1,388	6	1,394				
3	1,341	2	1,348				
3	1,296	2	1,299			8	1,18
6д	1,262	5	1,267				
2	1,184					7	1,15
2	1,153						
2	1,145	2	1,149				
3	1,122	2	1,127				
3	1,100	4	1,113				
3	1,100	4	1,104				
2	1,079					8	1,07
4	1,063					2	1,06
4	1,050					5	1,04
4	1,030					7	1,03
3	1,011						
10	1,630	8	1,64				

* По В. И. Михееву (1957).

дениях грейзенового типа (Григорьев, Доломанова, 1954; Доломанова, 1959; Чухров, 1960; Ермилова, 1964, и др.), топаз иногда замещается слюдой и флюоритом.

Эпидот в целом для рассматриваемых месторождений не характерен, однако иногда в месторождениях и рудопроявлениях экзоконтактовых зон отмечаются заметные его скопления — как одного из ранних минералов. Обычен он в ранних линзовидных кварцевых жилах Токаревского месторождения, где образует неравномерную редкую вкрапленность среди кварца. В ассоциации с эпидотом иногда наблюдается более ранний пирит. Встречаются также маломощные существенно эпидотовые прожилки и зоны эпидотизации в роговиках. Эпидот в ранних кварцевых прожилках отмечался Ж. Д. Никольской (1961) для руд Урзарсайского месторождения.

Довольно многочисленные кварцево-эпидотовые и эпидотовые жилы и прожилки, образующие местами густую сеть, встречаются среди хлоритизированных гранитоидов района Холодно-Гольцовского рудопроявления. Эпидотовые скопления в виде неправильной формы гнезд встречаются и непосредственно в роговиках. Все эти образования являются ранними по отношению к кварцевым жилам с молибденитом и шеелитом, которыми они во многих случаях пересекаются.

Эпидот является практически постоянным (хотя и акцессорным в большинстве случаев) минералом метасоматически измененных пород, особенно пород экзоконтактовых зон интрузивных массивов. Значительно меньшим распространением эпидот пользуется среди грейзенизированных пород материнских массивов, образуя в них редкую вкрапленность, развивающуюся преимущественно по плагиоклазу. Однако и здесь в отдельных случаях отмечаются его относительно повышенные концентрации. Так, скопления эпидота в виде прожилков мощностью до 2—3 *см* были встречены среди осветленных порфировидных гранитов рудопроявления г. Боровая. Эпидот здесь находится в тесном срастании с альбитом и кварцем (табл. 35).

Шабазит встречен только в кварцево-вольфрамитовых жилах (второй генерации) Осиновского месторождения, где он в виде хорошо образованных кристаллов ромбоэдрического облика и агрегатов кристаллов выполняет

Таблица 36

Межплоскостные расстояния шабазита

Исследованный минерал		Шабазит*		Исследованный минерал		Шабазит*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
65	9,34	10	9,3	23	2,69		
70	6,90	4	6,9	25	2,60	4	2,62
70	5,61	6	5,6	25	2,49	5	2,52
63	5,04	6	5,0	14	2,31	4	2,31
86	4,33	8	4,35	16	2,15		
28	3,86	6	3,90	14	2,10	4	2,09
42	3,56	6		9	1,797	8	1,81
19	3,44	4	3,42	9	1,719	5	1,74
100	2,92	10	2,93	9	1,640	4	1,65

*По В. И. Михееву (1957).

друзовые полости в жильном кварце. Цвет шабазита от бурого до мясо-красного (на поверхности под воздействием солнечных лучей наблюдается обесцвечивание минерала); блеск стеклянный. $Ng = 1{,}486$; $Nm = 1{,}482$; $Ng - Nm = 0{,}004$. Удельный вес—2,12. Оптическая диагностика шабазита подтверждена рентгеноструктурным анализом (табл. 36).

Мусковит является одним из широко распространенных минералов как грейзеновых образований, так и жильного выполнения. В грейзенах он постоянно ассоциирует с метасоматическим кварцем, которым зачастую и корродируется. Постоянно фиксируется замещение мусковитом всех породообразующих и более ранних метасоматических минералов, в том числе калиевого полевого шпата. Последним грейзеновые образования Горного Алтая отличаются от продуктов грейзенизации на некоторых месторождениях Забайкалья, где, по данным В. Ф. Барабанова (1961), калиевый полевой шпат является химически устойчивым минералом. Развитие мусковита, жильбертита и серицита было также зафиксировано для отдельных месторождений грейзенового типа Казахстана (Щерба, 1949; Стрелкин, 1953; Захарова, 1956; Чухров, 1960; Ермилова, 1964, и др.), Приморья (Руб, 1957) и других районов.

Для внутренних существенно мусковитовых зон околожильных грейзенов часто отмечается повышенная концентрация рудных минералов, преимущественно молибденита, в участках скопления мусковита и особенно его мелкочешуйчатых разностей. При этом содержание молибденита в мусковитсодержащих грейзенах бывает значительно выше, чем в жильном выполнении. Концентрация молибденита устанавливается и в мусковитизированных (серицитизированных) ксенолитах вмещающих пород среди жильного кварца. Молибденит в последнем случае иногда образует прерывистые оторочки («венчики») вокруг ксенолитов.

Таблица 37

Химический состав мусковитов из грейзеновых образований*

Компонент	Пробы		
	211	213	288а
Li_2O	0,39	0,39	0,16
Na_2O	0,40	0,40	0,74
K_2O	9,84	9,76	9,51
CaO	0,34	0,10	0,14
MgO	1,54	0,78	0,25
MnO	0,68	1,32	0,12
FeO	2,44	3,23	1,58
Fe_2O_3	1,89	1,90	2,03
Al_2O_3	26,66	29,33	33,68
SiO_2	50,52	47,52	47,44
TiO_2	0,64	0,62	0,26
H_2O^+	3,90	4,10	4,22
H_2O^-	0,04	0,16	0,04
Σ	99,28	99,61	100,17
WO_3	сл	0,01	0,01
Mo	0,001	0,002	0,001

*Анализ выполнен Е. М. Зыряновой

Формулы мусковитов

211. $(K_{0,83}Na_{0,05}Ca_{0,02})_{0,90}(Li_{0,1}Al_{1,46}Fe^{3+}_{0,09}$ $Fe^{2+}_{0,14}$ $Mg_{0,15}Mn_{0,03}Ti_{0,03})_{2,0}$ $(Si_{3,36}Al_{0,64})_{4,0}$ $(OH)_{1,75}O_{10}$;

213. $(K_{0,82}Na_{0,05}Ca_{0,01})_{0,88}(Li_{0,1}Al_{1,46}$ $Fe^{3+}_{0,1}$ $Fe^{2+}_{0,17}$ $Mg_{0,07}Mn_{0,07}Ti_{0,03})_{2,0}$ $(Si_{3,16}Al_{0,84})_{4,0}(OH)_{1,9}O_{10}$;

288.а $(K_{0,80}Na_{0,08}Ca_{0,01})_{0,89}(Li_{0,04}Al_{1,75}$ $Fe^{3+}_{0,09}$ $Fe^{2+}_{0,08}$ $Mg_{0,02}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{2,0}$ $(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,0}(OH)_{1,87}O_{10}$.

Примечание: 211—кварцево-мусковитовый грейзен (Осиновское месторождение); 213—грейзенизированный гранит (там же); 288а—мусковитизированный аплит (г. Боровая).

Постоянная приуроченность молибденита к мусковиту объясняется, на наш взгляд, благоприятной химической обстановкой для осаждения молибдена. Характерно, что наблюдается приуроченность молибденита и к другому калийсодержащему минералу—калишпату. Особенно четкая приуроченность молибденита к более раннему калиевому полевому шпату (своего рода осадителю) постоянно отмечалась нами в месторождениях медно-молибденовой рудной формации (Сорское, Жирекенское и др.).

Интересно, что для Восточно-Коунрадского месторождения Ф. В. Чухровым (1960), наоборот, отмечается обратная зависимость между содержанием в грейзене молибденита и мусковита. Последнее, по его мнению, может быть объяснено тем, что в сравнении с молибденитом мусковит является более низкотемпературным минералом, образующимся несколько дальше от

Таблица 38

Химический состав мусковитов из зальбандовых слюдяных оторочек*

Компонент	Пробы						
	180	190/1	311а	353а	328а	231	232
Li_2O	0,12	0,26	0,10	0,13	0,40	0,11	0,11
Na_2O	0,46	0,46	0,22	0,46	0,40	0,54	0,40
K_2O	10,06	9,70	9,03	9,37	9,70	9,15	9,59
CaO	0,21	0,21	3,15	2,40	0,14	0,14	0,10
MgO	1,6	2,51	1,07	0,96	1,41	0,18	0,18
MnO	0,10	0,57	0,08	0,31	0,78	0,07	0,15
FeO	1,30	2,15	0,72	1,07	2,01	2,23	2,39
Fe_2O_3	1,75	2,79	1,20	1,01	3,36	1,91	0,14
Al_2O_3	30,61	28,76	29,52	30,90	29,52	30,78	32,45
SiO_2	47,90	45,82	48,30	45,42	44,38	49,80	48,88
TiO_2	0,34	0,34	0,08	0,22	0,54	0,22	0,20
H_2O^+	4,64	5,12	6,04	6,26	5,94	4,70	4,68
H_2O^-	0,08	0,68	0,40	1,0	0,96	0,42	0,32
Σ	99,20	99,37	99,91	99,51	99,54	100,25	99,59
WO_3	0,02	сл	0,04	0,02	0,024	0,016	0,006
Mo	сл	0,001	не обн.	0,001	0,029	0,007	0,001

*Анализ выполнен Е. М. Зыряновой.

Формулы мусковитов

180. $(K_{0,92}\,Na_{0,05}\,Ca_{0\,01})_{0,98}(Li_{0,02}\,Al_{1,63}\,Fe^{3+}_{0,09}\,Fe^{2+}_{0,07}\,Mg_{0,17}\,Mn_{0,01}\,Ti_{0,01})_{2,0}$
$(Si_{3,22}Al_{0,78})_{4,0}(OH)_{2,09}\,O_{10}$;

190/1. $(K_{0,84}\,Na_{0,06}\,Ca_{0,02})_{0,92}\,(Li_{0,07}\,Al_{1,36}\,Fe^{3+}_{0,14}\,Fe^{2+}_{0,13}\,Mg_{0,25}\,Mn_{0,03}\,Ti_{0,02})_{2,0}$
$(Si_{3,09}\,Al_{0,91})_{4,0}\,(OH)_{2,6}\,O_{10}$;

311а. $(K_{0,79}\,Na_{0,02}\,Ca_{0,23})_{1,04}\,(Li_{0,02}\,Al_{1,76}\,Fe^{3+}_{0,06}\,Fe^{2+}_{0,04}\,Mg_{0,10}\,Mn_{0,01}\,Ti_{0,02})_{2,0}$
$(Si_{3,35}\,Al_{0,65})_{4,0}\,(OH)_{2,82}\,O_{10}$;

353а. $(K_{0,84}\,Na_{0,06}\,Ca_{0,18})_{1,07}\,(Li_{0,02}\,Al_{1,75}\,Fe^{3+}_{0,05}\,Fe^{2+}_{0,05}\,Mg_{0,10}\,Mn_{0,01}\,Ti_{0,01})_{2,0}$
$(Si_{3,19}\,Al_{0,81})_{4,0}\,(OH)_{3,39}\,O_{10}$;

328а. $(K_{0,84}\,Na_{0,05}\,Ca_{0,01})_{0,90}\,(Li_{0,11}\,Al_{1\,40}\,Fe^{+3}_{0,17}\,Fe^{2+}_{0,11}\,Mg_{0,14}\,Mn_{0,04}\,Ti_{0,03})_{2,0}$
$(Si_{3,03}\,Al_{0,97})_{4,0}\,(OH)_{3,14}\,O_{10}$;

231. $(K_{0,77}\,Na_{0,07}\,Ca_{0,01}\,)_{0,85}\,(Li_{0,02}\,Al_{1,73}\,Fe^{3+}_{0,09}\,Fe^{2+}_{0,12}\,Mg_{0,02}\,Mn_{0,01}\,Ti_{0,01})_{2,0}$
$(Si_{3,32}\,Al_{0,68})_{4,0}\,(OH)_{2,26}\,O_{10}$;

232. $(K_{0,82}\,Na_{0,05}\,Ca_{0,01})_{0,88}\,(Li_{0,02}\,Al_{1,80}\,Fe^{3+}_{0,01}\,Fe^{2+}_{0,13}\,Mg_{0,02}\,Mn_{0,01}\,Ti_{0,01})_{2,0}$
$(Si_{3,26}\,Al_{0,74})_{4,0}\,(OH)_{2,22}\,O_{10}$.

Примечание: Мусковитовая оторочка из месторождений: 180 — Токаревского; 190/1 — Верхнеслюдянского; 311а — Казанцевского (в диоритах); 353а — Батунковского; 328а — Осокинского; 231 — Мульчихинского (I горизонт), 232 — Мульчихинского (II горизонт).

очага рудообразующих растворов. Несколько реже в мусковитах Горного Алтая фиксируется вкрапленность шеелита, чем и объясняется довольно высокое содержание вольфрама в исследованных слюдах.

В таблицах 37 и 38 приведены данные химических анализов мусковита из грейзенизированных гранитов, кварцево-мусковитовых грейзенов и мусковитизированных аплитов. Сравнение составов мусковитов из двух соседних метасоматических зон околожильных грейзенов Осиновского месторож-

дения (S-211 — зона кварцево-мусковитового грейзена, непосредственно примыкающая к кварцево-вольфрамитовой жиле; S-213 — вторая от жилы метасоматическая зона) свидетельствует о заметных различиях между ними, что выражается в существенно меньшем содержании MnO, Fe_2O_3 + FeO (из-за низкого содержания окисного железа), Al_2O_3 и некотором увеличении количества SiO_2 и MgO в мусковите из прилегающего к жиле кварцево-мусковитового грейзена.

Не исключен вынос элементов, которыми обеднен данный мусковит по сравнению с мусковитом из более удаленной от жильной полости метасоматической зоны, в жильное пространство (в жильном выполнении вблизи кварцево-мусковитовой зоны постоянно фиксируются минералы, концентрирующие железо—пирит и марганец—вольфрамит; имеется и мусковитовая оторочка в мусковите, из которой обычно устанавливаются наиболее высокие содержания Al_2O_3.).

Мусковит из интенсивно мусковитизированных и гранатизированных аплитов (при площадном развитии метасоматоза) отличается от рассмотренных выше мусковитов меньшим содержанием практически всех компонентов, за исключением Al_2O_3, H_2O, Na_2O, что, очевидно, обусловлено особенностями состава исходных пород, а также характером метасоматоза (в значительной степени диффузионного). Интресно, что в мусковите очень мало MnO (0,12% против 0,68 и даже 1,32 в мусковитах околожильного грейзена). В то же время в породе в изобилии присутствует марганецсодержащий гранат, по времени образования являющийся более ранним минералом. Очевидно, связыванием основного количества марганца в этом раннем минерале и можно объяснить бедность данным элементом более позднего мусковита.

В жильном выполнении мусковит обычно тяготеет к зальбандам, образуя там слюдяные оторочки (мощностью до 9,3—0,6 *см*), которые полнее всего проявлены на верхних горизонтах, особенно вдоль кварцево-вольфрамитовых жил, локализующихся в породах экзоконтактовых зон интрузивных массивов (Токаревское, Верхнеслюдянское, Батунковское месторождения). Мусковитовые оторочки вообще характерны для многих месторождений грейзенового типа (Ассовская, 1939; Смольянинов, 1940; Хесс, 1940; Тетяев, 1948; Чухров, 1948, 1960; Коржинский, 1955; Барабанов, 1961; В. А. Кузнецов и др., 1966). Данные химических анализов мусковита из зальбандовых слюдяных оторочек приведены в табл. 38.

В целом для мусковита из оторочек характерно, по сравнению с мусковитом из околожильных грейзенов, несколько повышенное содержание Al_2O_3, H_2O и более низкое MnO, Li_2O. В этих же мусковитах (S-180) зафиксировано и максимальное количество K_2O. Здесь также намечаются элементы зависимости состава мусковитов от состава вмещающих пород. В частности, мусковиты из оторочек вдоль кварцевых жил Мульчихинского месторождения (S-231 и S-232), залегающих среди гранит-порфиров лейкократового облика, характеризуются минимальным содержанием магния.

Некоторая разница в составе мусковитов из различных горизонтов видна при сравнении анализов S-231 и S-232, отражающих состав мусковитов для двух горизонтов (соответственно нижнего и верхнего) Мульчихинского месторождения, разделенных интервалом в 40 *м*.

Как и в случае с околожильными грейзенами, в мусковитовых оторочках отмечается повышенная концентрация рудного вещества, особенно молибдена.

Кроме зальбандовых оторочек, мусковит (особенно его мелкочешуйчатые разности) встречается и непосредственно в жильной массе, образуя гнездообразные скопления. К этим скоплениям также тяготеют рудные минералы.

Типоморфные особенности акцессорных минералов грейзеновых образований

В процессе исследования протолочек из грейзеновых образований были обнаружены и в той или иной степени изучены следующие акцессорные минералы*: апатит, сфен, ильменит, ильменорутил, рутил, анатаз, «лейкоксен», магнетит, мартит, ксенотим, монацит, циркон, нагателит, ортит, поликраз, фергюсонит, пирохлор, колумбит, гранат, корунд, турмалин, флюорит, торит, шеелит, молибденит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, вольфрамит, висмутин, сфалерит и др. Кроме того, в измененных гранитах Атуркольского массива был установлен редкий сульфат стронция и алюминия — сванбергит (Никитина и др., 1963).

Наиболее детальным исследованиям были подвергнуты апатит и титановые минералы. Именно на примере этих минералов мы попытались показать возможность использования комплексных методов исследования (с широким использованием микроспектрального, спектрального, рентгенографического и люминесцентного анализов, электронного парамагнитного резонанса и инфракрасной спектроскопии), позволяющих выявить наиболее полно типоморфные особенности минералов на различных стадиях минералообразования. Порядок рассмотрения акцессорных минералов обусловлен степенью их изученности и распространенностью.

Апатит является широко распространенным минералом, образующимся в различной физико-химической обстановке. Преобладающее количество апатита находится в рассеянном состоянии в виде акцессорного минерала в магматических породах. Значительное количество его отмечается и в постмагматических образованиях. Именно с проявлением постмагматических процессов и связаны наибольшие концентрации апатита.

Характерной особенностью апатита является широкое проявление изоморфных замещений как в катионной, так и в анионной части. Установленная исследователями (Ферсман, 1931; Сумин, 1957; Васильева, 1958_1, 1958_2, 1961; Иванова, 1963, и др.) зависимость состава апатитов от их генезиса привлекает особое внимание к нему как к минералу, состав которого наглядно отражает специфику условий минералообразования.

Несмотря на большое количество работ, в той или иной степени затрагивающих вопросы о влиянии постмагматических процессов на акцессорный апатит гранитоидов, его поведение при грейзенизации остается не совсем ясным.

И. Ф. Григорьев (1953) считает, что апатит в процессе грейзенизации исчезает, замещаясь флюоритом. К аналогичному выводу пришли также Ф. В. Чухров и Л. Б. Шлайн (1962). По их данным, апатит в процессе грейзенизации неустойчив, в грейзенах исчезает, «не оставляя следов, редко по апатиту образуются псевдоморфозы флюорита». И. Я. Некрасов и И. С. Ипатьева (1961) отмечают, что при грейзенизации из гранитов выщелачивается часть апатита. Авторы относят апатит к минералам собственно магматического генезиса и считают, что наиболее высокие концентрации его характерны для гранитов раннего этапа кристаллизации гранитного расплава. По данным В. К. Монича и В. Н. Гогель (1951), в грейзенах апатит сменяется монацитом. В более поздней работе В. Н. Гогель (1960) связывает сокращение содержания апатита с интенсивностью грейзенизации.

---

* Мы присоединяемся к определению акцессорных минералов, данному В. С. Соболевым (1949). Однако в связи с тем, что нами наряду с гранитоидами исследуются и магматические образования, мы сочли возможным рассмотреть в этой группе и некоторые постмагматические рудные минералы.

Таблица 39

Содержание апатита (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях

Массив, месторождение	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
				Гранит		Грейзен	
		«двуслюдяной»	«мусковитовый»	альбитизированный	грейзенизированный	кварцево-мусковитовый	мусковитов.
Белокурихинский:							
Осиновское	447				1092—1300	3311	
Осокинское	е.з.	6,1	е.з.	е.з.		е.з.	—
Батунковское	»			—		4,1	
«	0,5					10,5	
Никольский участок	е.з.			—			
Черновая		6,2	105,1				
Талицкий:							
Каракольское	100	39,7—317	265	52,8		6165	
Мульчихинское	16,4					0	
Синюшинский	100			195		110,2	22,7
Юстыдский	е.з.				0,5		
»	»				—		
Тоштузекский	156,3	360		—			
Атуркольский	14.1			1022	1325		

В другой группе работ указывается на увеличение апатита в грейзеновых образованиях. Например, В. В. Ляхович и В. И. Нонешникова (1960) отмечают, что в грейзенизированных разностях гранитов содержание апатита увеличивается в два раза по сравнению с неизмененными породами.

Относительно грейзеновых образований Юго-Западного Приморья М. Г. Руб (1957) заметила, что апатит грейзенов ничем не отличается от апатита гранитов. Позднее (1964), изучая акцессорные минералы интрузивных пород мяо-чанского комплекса, а также постмагматических образований и прослеживая их в гидротермальных жилах, генетически связанных с этим комплексом, она пишет об изменении как состава элементов-примесей, так и о морфологии кристаллов апатита в постмагматическом процессе.

Результаты количественного подсчета содержания (*г/т*) апатита в исходных породах и их постмагматических измененных разностях сведены в табл. 39. Из нее видно, что в грейзенизированных породах и особенно в околожильных кварцево-мусковитовых грейзенах содержание апатита резко увеличивается. При проявлении «площадной» грейзенизации содержание апатита тоже повышается, но в меньшей мере. Устанавливается зависимость содержания апатита от интенсивности проявления метасоматоза (в частности, мусковитизации). Нужно, однако, учитывать возможное влияние альбитизации, приводящей, как видно из таблицы, к сокращению общего количества апатита. С этим, в частности, связано первоначально отмеченное уменьшение содержания апатита (от 100 до 39 *г/т*) в слабо мусковитизированных — «двуслюдяных» с резким преобладанием биотита над мусковитом — гранитах Талицкого массива (Каракольское месторождение). Отмечаемое в околотрещинных грейзенах пониженное содержание апатита (местные мини-

мумы) также объясняется, в основном, влиянием альбитизации. Обычно эти минимумы фиксируются в пробах из внешних метасоматических зон околотрещинных грейзенов, характеризующихся интенсивным проявлением альбитизации. В этих зонах иногда отмечается полное исчезновение апатита (Тоштузекский массив).

Довольно резкое сокращение содержания апатита зафиксировано и во внутренней (мусковитовой) зоне околотрещинных грейзенов (Синюшинский массив). Эта зона вообще характеризуется пониженным содержанием большинства акцессорных минералов.

Количественное содержание апатита в измененных породах весьма зависит от его присутствия в исходных породах. При отсутствии или незначительном содержании апатита в неизмененных породах он почти, а иногда вовсе не содержится в метасоматитах. Наибольшее содержание апатита обычно устанавливается в метасоматитах, образовавшихся по породам с повышенным содержанием апатита. Все это свидетельствует о преимущественном заимствовании фосфора из вмещающих пород и, очевидно, о незначительном интервале его миграции.

В целом для характеристики баланса апатита при рассматриваемых метасоматических превращениях может быть дана следующая идеализированная схема: исходная порода → уменьшение содержания апатита (альбитизация) → увеличение («площадная» грейзенизация) → уменьшение (альбитизация) → вынос в «жильное пространство».

Происходят, однако, не просто механическое увеличение или уменьшение количества апатита, а сложные превращения, вызывающие как растворение апатитов одних разновидностей (до полного исчезновения), так и образование целого ряда других, характеризующихся своими специфическими кристаллографическими, физическими и химическими особенностями.

Апатит из исходных гранитов представлен кристаллами удлиненно-призматического облика (приложение 5, *а*; апатит-1) с соотношением длины к ширине 4 : 1, 5 : 1 при длине по оси *C* от 0,1—0,3 (Белокурихинский, Талицкий и другие массивы) до 0,05—0,6 *мм* (Атуркольский массив). Из всех изученных гранитных массивов лишь в гранитах Тоштузекского массива встречен апатит в крупных (до 0,6—1 *мм* по оси *C*) кристаллах коротко-призматического облика (приложение 5, *б*) что, возможно, обусловлено широко проявившейся в гранитах этого массива калишпатизацией. Основными формами являются гексагональные призмы $(10\bar{1}0)$, которые четко выражены на всех кристаллах апатита. Значительно хуже развиты грани бипирамиды $(10\bar{1}1)$ и пинакоида (0001). Для апатита Тоштузекского массива характерно постоянное присутствие двух призм $(10\bar{1}0)$ и $(11\bar{2}0)$ и хорошо развитой дипирамиды $(10\bar{1}1)$, грань пинакоида отсутствует. Вершины кристаллов апатита сглажены, как бы оплавлены.

Минерал обычно бесцветен, прозрачен до полупрозрачного. Включения редки, в основном газовожидкие, реже представлены черным дисперсным веществом, сконцентрированным в виде тонкой цепочки вдоль оси *C* (стержневые включения).

Отмечается преимущественная приуроченность апатита к чешуйкам биотита и несколько реже — к зернам плагиоклаза. С апатитом часто ассоциируют циркон, ортит, сфен и др.

В грейзенизированных гранитах («площадная» грейзенизация и внешняя зона околотрещинных грейзенов) присутствует тот же апатит, что и в неизмененных гранитах, но со следами интенсивного растворения, выразившегося в сглаженности вершин и ребер кристаллов. Форма кристаллов обычно искажена, грани неровные, изъеденные. Прозрачность кристаллов теряется, они становятся матовыми, непрозрачными. Процесс растворения апа-

тита в некоторых случаях идет настолько интенсивно, что кристаллы теряют свой первоначальный облик и мы наблюдаем эллипсовидные, до шаровидных (приложение 6, *а*), зерна апатита без следов каких-либо реликтовых граней.

В то же время появляется новообразованный апатит, представленный преимущественно крупными зернами с неправильными извилистыми контурами (приложение 6, *б*). Он полупрозрачен, иногда переполнен включениями чешуек биотита (Тоштузекский массив). Отмечаются реликтовые зерна апатита исходной породы (как первые центры кристаллизации), обросшие новообразованным апатитом.

В качестве особой формы проявления новообразованного апатита следует отметить «интерстициальный» апатит, концентрирующийся в интерстициях среди других минералов (приложение 6, *в*), например в Тоштузекском массиве.

В подчиненном количестве среди грейзенизированных гранитов развит прозрачный апатит, характеризующийся обилием граней (приложение 6, *г*). Судя по взаимоотношениям этих новообразованных апатитов, выявляемых, в основном, при люминесцентном анализе (о чем будет сказано подробнее), можно выделить две разновозрастные генерации: апатит-2 — крупные неправильные полупрозрачные зерна, апатит-3 — прозрачные кристаллы с большим количеством граней.

В измененных гранитах с широким развитием альбитизации появляется еще одна разновидность апатита, представленная кристаллами досковидного анизометрического облика (приложение 7), что, по мнению Н. К. Разумовского (1955), свидетельствует о неравномерном подтоке питающего раствора: по всем трем направлениям кристалл рос с различной скоростью. Апатит этого типа непрозрачен, молочно-белого цвета, количество его ничтожно.

В грейзенах наблюдается еще более интенсивное растворение апатита исходной породы, до полного его исчезновения. Количество же новообразованного апатита резко увеличивается. Он в большинстве случаев представлен крупными неправильными зернами (приложение 8, *а*), близкими по облику к апатиту-2 грейзенизированных гранитов. Полупрозрачен (редко прозрачен), белого или светло-желтого цвета.

Меньше развит водяно-прозрачный апатит (приложение 8, *б*) бипирамидального (до толстотаблитчатого) облика со сложными комбинациями кристаллографических форм и отчетливо выраженной гранью пинакоида (0001). Этот апатит по своим особенностям приближается к апатиту-3 грейзенизированных гранитов.

Люминесцентный анализ апатитов из грейзенов позволил разделить их на две генерации: апатит-4 — неправильные зерна с желтой люминесценцией, апатит-5 — бипирамидальные кристаллы с голубой люминесценцией. По отношению к апатитам грейзенизированных гранитов они являются более поздними.

Неясным остается возрастное положение «досковидного» апатита, изредка отмечаемого во внешней метасоматической (альбитизированной) зоне околотрещинных грейзенов. По своим особенностям он аналогичен уже описанному молочно-белому апатиту из альбитизированных пород. Этот «досковидный» апатит наиболее развит в альбитизированных и мусковитизированных метасоматических образованиях, приуроченных к трещинам отдельности Агуркольского массива. Хорошо видно, что апатит призматического габитуса гранитов (приложение 9, *а*) в метасоматической зоне растворяется, теряя свою прозрачность (приложение 9, *б*). В этой же зоне появляются хорошо ограненные кристаллы молочно-белого «досковидного» апатита (приложение 9, *в*). Общее количество апатита в метасоматической зоне по сравнению с исходной породой несколько снижается. В дальнейшем

«досковидный» апатит ввиду незначительного развития и некоторой неопределенности временного положения не рассматривается.

Сравнивая кристаллографические особенности апатитов исходных гранитов и их грейзенизированных разностей, следует отметить, что кристаллы апатита призматического облика, характерные для неизмененных гранитов, значительно обеднены формами по сравнению с толстотаблитчатыми кристаллами грейзенов. Это положение согласуется с данными И. Костова (1962), который, относя апатит к аксиальному (А) типу (подтип A_{12} — конвергентный) с изменением габитуса от призматического до тупопирамидального, подчеркивает, что, как правило, богаче формами толстотаблитчатые кристаллы, беднее — призматические и призматически-бипирамидальные.

Выясняя специфику образования толстотаблитчатых форм апатита в грейзенах, следует остановиться на экспериментальных исследованиях К. Н. Озерова (1946), наблюдавшего за изменением кристаллографических форм корунда в различных физико-химических условиях. Согласно его данным, в месторождениях, богатых кремнеземом, образуются толстотаблитчатые кристаллы корунда с преобладающей гранью пинакоида. С уменьшением в окружающей среде кремнезема облик кристаллов корунда меняется до дипирамидального, вытянутого вдоль (0001). Можно предположить, что причиной возникновения толстотаблитчатых кристаллов апатита в грейзенах также является повышенное содержание кремнезема в минералообразующей среде.

Таким образом, морфологические особенности апатитов довольно четко отражают геохимические особенности породившей их среды. К сожалению, кристаллы апатита часто не отличаются хорошей сохранностью, что затрудняет расшифровку их кристаллографических особенностей. В этом случае, при выделении отдельных генераций апатита, большую помощь может оказать люминесцентный анализ.

По характеру люминесценции (осветитель ОИ-18, светофильтр УФС-1; λ=2500—4000Å) исследованные апатиты были разделены на 4 группы: 1) апатит с розовой люминесценцией, 2) с голубой, 3) с желтой, 4) апатит нелюминесцирующий.

Сопоставляя люминесцентные свойства апатитов с химическими анализами (см. табл. 43), можно заметить следующее.

Для апатитов с желтой люминесценцией характерно повышенное содержание MnO (до 2,13%). Роль двухвалентного марганца как активатора люминесценции стекол и минералов общеизвестна (Варгин и Вайнберг, 1945; Прингсхейм, 1951; Барсанов и Шевелева, 1952; Грум-Гржимайло и др., 1955; Пшибрам, 1959, и др.). З. В. Васильева, изучая апатиты из различных месторождений СССР, заключила (1958), что оранжево-желтый цвет люминесценции апатита в ультрафиолетовых лучах вызывается вхождением в его решетку изоморфной примеси Mn^{2+}. Связь между содержанием марганца в апатитах и желтой их люминесценцией отмечалась еще Х. Хаберландтом (Haberland, 1938).

Апатиты с розовой люминесценцией отличаются меньшим содержанием MnO и повышенным количеством TiO_2. С. В. Грум-Гржимайло, К. И. Толстихина и Е. С. Рудницкая (1955) указывают на титан как на активатор, вызывающий розовую люминесценцию искусственного корунда.

В нелюминесцирующем апатите отмечается повышенное, по сравнению со всеми другими апатитами, количество Fe_2O_3 (0,51%). В некоторых работах (Пилипенко, 1936; Прингсхейм и Фогель, 1948; Прингсхейм, 1951, и др.) отмечается гасящее действие железа, уменьшающего выход люминесценции.

Апатит с голубой люминесценцией характеризуется пониженным содержанием всех рассматриваемых окислов. Спектральным анализом в подобных апатитах часто устанавливается молибден (до 0,1%), не обнаруженный в апатитах с желтой и розовой люминесценцией. К сожалению, форма вхождения молибдена в апатит нам не ясна.

В литературе (Прингсхейм и Фогель, 1948; Константинова-Шлезингер, 1948; Пшибрам, 1959, и др.) неоднократно подчеркивалось, что интенсивными активаторами люминесценции, малочувствительными к гасителям, являются элементы редких земель. Редкие земли как люминогены указывались и для апатитов (Барсанов и Шевелева, 1954).

Рассматриваемые апатиты были проанализированы на редкие земли Л. Г. Изюмовой (ИГГ СО АН СССР) на спектрографе ДФС-13. Наибольшим содержанием суммы редкоземельных элементов (особенно подгруппы цериевых редких земель — La, Ce, Pr, Sm) характеризуются апатиты с розовой люминесценцией. Наряду со «сквозными» имеются редкие земли, характерные только для апатитов с розовой люминесценцией. К числу таковых относятся Sm и Pr (последний установлен всего в одной пробе «желтого» и пробе «голубого» апатитов). Эти два элемента указываются как активаторы оранжевой и красной люминесценции в ряде неорганических соединений (Константинова-Шлезингер, 1948; Прингсхейм, 1948).

Цветовой характер люминесценции апатита довольно четко отражает условия его генезиса. В неизмененных позднегерцинских гранитах распространен апатит, обладающий розовой люминесценцией. Гораздо реже встречается нелюминесцирующий апатит. Последний характерен также для грейзеновых образований Бугузунского месторождения, связанного с более древним каледонским магматизмом и имеющего (по сравнению с месторождениями, сопровождающими позднегерцинский интрузивный комплекс) специфические генетические и геохимические особенности.

Для грейзенизированных гранитов и кварцево-мусковитовых грейзенов характерен апатит с желтой люминесценцией. Апатит с голубой люминесценцией чаще встречается в грейзеновых образованиях, содержащих повышенное количество молибдена. Отмечаются зерна апатита с желтой люминесценцией, на которые нарастает апатит, обладающий голубым свечением, что, очевидно, отражает геохимические особенности процесса грейзенизации на определенном этапе, характеризующемся более окислительной обстановкой. Следует отметить, что первоначально эти две генерации апатита, характеризующиеся близкими морфологическими свойствами, были установлены на основании различия в их люминесценции и затем подтверждены спектральными и химическими анализами.

Апатит с аналогичной желтой люминесценцией отмечается также в грейзеновых месторождениях, например в кварцево-вольфрамитовых жилах Забайкалья и Казахстана (Васильева, 1958; Барабанова, 1961).

В рассматриваемом нами случае желтая люминесценция характерна для апатита-2 (из грейзенизированных гранитов) и апатита-4 (из околотрещинных грейзенов). Апатиты с относительно более интенсивным голубым свечением (апатит-3 из грейзенизированных гранитов; апатит-5 из околотрещинных грейзенов) по отношению к соответствующим апатитам с желтой люминесценцией образовались позднее и сформировались в условиях несколько повышенной кислотности.

В связи с тем, что для акцессорного апатита цветовой характер люминесценции может явиться одним из основных типоморфных свойств, были продолжены дальнейшие исследования по уточнению спектров люминесценции, а также возбуждения (образцы № 204, 04, 374, 213 и 07). Дополнительно были изучены также парамагнитные свойства ионов марганца в апатитах.

В качестве эталонов использованы монокристаллы апатита с аналогичной люминесценцией.

Спектры люминесценции и возбуждения измерения (Л. Р. Гарбер) с помощью двойного кварцевого монохроматора ДМР-4, используемого для фильтрации возбуждающего ультрафиолетового света, монохроматора УМ-2, разлагающего в спектр эмиссию образца, охлаждаемого ФЭУ-27 с усилителем постоянного тока, и самописца. Источником возбуждающего света служила водородная лампа ВФСУ-3.

Спектры возбуждения и люминесценции исследованных образцов (кривые *1*, *1′* и *2*, *2′* соответственно) представлены на рис. 31, *а*, *б*, *в*, *г*.

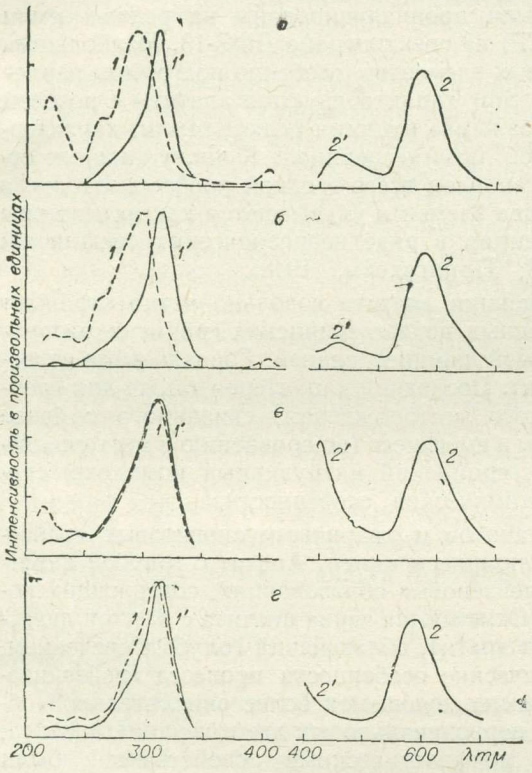


Рис. 31. Спектры возбуждения и люминесценции апатита 1 и 2-й групп:

кривые *1* — спектры возбуждения длинноволновых полос излучения, $\lambda_{макс}$ =580 *mμ*; кривые *1′* — спектры возбуждения коротковолновых полос излучения, $\lambda_{макс}$ = 430 *mμ* и $\lambda_{макс}$ =400 *mμ*; кривые *2* — спектры излучения длинноволновых полос; кривые *2′* — спектры излучения коротковолновых полос; спектры возбуждения приведены к единице по интенсивности;

а — апатит из кварцево-мусковитовых грейзенов Казандинского месторождения; *б* — апатит из кварцевой жилы Калгутинского месторождения: *в* — апатит из гранитов Атуркольского массива; *г* — апатит из гранитов Белокурихинского массива.

Во всех случаях спектры люминесценции состоят из двух широких полос, отстоящих друг от друга не менее, чем на 150 mμ. Форма и положение на спектре длинноволновой полосы эмиссии (см. рис. 31, кривые *2*) с максимумом около 580 mμ сохраняется неизменной для всех образцов. Эта оранжево-красная эмиссия, согласно литературным данным (Murata, Smith, 1946; Klick, Schulman, 1952; Пшибрам, 1959), соответствует свечению ионов Mn^{2+} в кристаллической решетке многих минералов и синтетических кристаллов.

В дополнение к марганцевому свечению на спектрах люминесценции обнаруживается диффузная и, как правило, менее интенсивная полоса испускания, которую естественно связать с присутствием двухвалентных редкоземельных ионов или иных катионов из числа примесей, обнаруженных химическим анализом в рассматриваемых образцах апатита.

Наблюдаемые визуально различия в люминесценции апатитов разного происхождения, обусловившие разделение образцов на группы «желтых» и «розовых», проявляются в изменении положения и интенсивности на спектрах излучения именно второй, коротковолновой полосы эмиссии. В образцах 1-й группы («желтые» апатиты) максимум этой полосы приходится на 430 mμ (см. рис. 31, *а*, *б*; кривые *2*). Пик коротковолновой полосы «розовых» апатитов (2-я группа) расположен в области близкого ультрафиолета. Поскольку спектр эмиссии регистрировался в пределах видимого излучения, точного положения максимума коротковолновой полосы определить не уда-

лось; на спектрах люминесценции образцов 2-й группы в доступной для измерений области обнаруживается лишь длинноволновой спад этой полосы (см. рис. 31, *в*, *г*; кривые *2*).

Апатиты, отмечавшиеся при визуальном наблюдении как «голубые», по спектральным характеристикам принадлежат к типу «желтых», отличаясь лишь относительно меньшей интенсивностью оранжево-красного свечения.

Независимо от конкретной природы активатора, обусловливающего испускание коротковолновых полос с $\lambda_{макс} < 400$ *m*μ и $\lambda_{макс} = 430$ *m*μ, важно установить, принадлежат ли они ионам различных элементов или двум разным полосам одного и того же иона-активатора, находящегося в условиях разнотипного окружения в образцах «желтых» и «розовых» апатитов. Можно надеяться на разрешение этой дилеммы с помощью измерения спектров возбуждения, воспроизводящих, как известно, струкрутуру спектра активного поглощения высвечивающего центра. Если форма и положение спектров возбуждения коротковолновых полос, характерных для апатитов 1-й и 2-й групп, совпадут, естественно считать, что один и тот же центр люминесценции обусловил испускание обеих полос.

Сопоставление спектров возбуждения синей и ультрафиолетовой полос эмиссии апатитов 1-й и 2-й групп (см. рис. 31, *а*, *б*; кривые *1'*) позволяет заключить, что эти спектры совершенно идентичны. Следовательно, полосы свечения с $\lambda_{макс} < 4000$ *m*μ и $\lambda_{макс} = 430$ *m*μ возникают при возбуждении одних и тех же электронных переходов в некотором поглощающем центре и, следовательно, присущи активатору одной химической природы.

Характерная оранжево-красная полоса люминесценции с максимумом вблизи 580 *m*μ, присутствующая на спектрах эмиссии всех исследованных образцов (см. рис. 31, кривые *2*) достаточно ясно свидетельствует о том, что во всех случаях за длинноволновую люминесценцию ответствен двухвалентный марганец. Вместе с тем хорошо известно, что, поскольку электронные переходы в ионе Mn^{2+} являются запрещенными, собственное поглощение марганца, включенного в кристаллическую решетку, практически не проявляется и непосредственного оптического возбуждения свечения марганца не происходит. Наблюдаемая в различных минералах и синтетических кристаллах более или менее интенсивная флуоресценция марганца обязана резонансной миграции энергии к ионам Mn^{2+} от других примесных ионов-сенсибилизаторов, находящихся в основной решетке.

Эффект сенсибилизированного переноса состоит в том, что часть возбуждающей энергии, поглощенной активатором, без излучения передается иону марганца, который высвечивает ее в виде характерной оранжево-красной эмиссии. Очевидно, что при осуществлении подобной передачи собственная эмиссия сенсибилизатора и флуоресценция марганца возбуждаются в одном и том же спектральном интервале.

Из совпадения области возбуждения коротковолновой и длинноволновой полос флуоресценции (см. рис. 31; кривые *1*, *1'*) в рассматриваемых системах можно заключить, что примесь, ответственная за ультрафиолетовое с $\lambda_{макс} < 400$ *m*μ и синее с $\lambda_{макс} = 430$ *m*μ излучение, является вместе с тем сенсибилизатором в наших апатитах. Заметим, что во 2-й группе (см. рис. 31, *в*, *г*; кривые *1*, *1'*) такое совпадение достигается полностью, а в образцах группы 1-й (см. рис. 31, *а*, *б*; кривые *1*, *1'*) — частично. По всей вероятности, сенсибилизирующей примесью служит один из катионов редкоземельных элементов, суммарная концентрация которых в исследованных образцах составляет $2—0{,}00n$ мол. %.

Существование двух полос эмиссии неодинакового спектрального состава ($\lambda_{макс} < 400$ *m*μ и $\lambda_{макс} = 430$ *m*μ), возбуждаемых в одном и том же спектральном интервале (см. рис. 31; кривые *1'*), указывает на способ-

ность катиона, служащего сенсибилизатором марганцевого свечения образовывать в решетке апатита центры излучения различной структуры.

По аналогии с такими хорошо изученными системами, как NaCl — Sn, NaCl — Pb, ScCl — Tl, можно предположить, что полоса эмиссии связана с центрами более сложного состава, возникающими либо при повышенных локальных концентрациях активатора, либо вблизи дефектных мест решетки. Это хорошо согласуется с данными ЭПР и химического анализа, которые подтверждают наличие «скоплений» и повышенное содержание ионов Mn^{2+} в «желтых» апатитах ($\lambda_{макс}$=430 *mμ*). Можно предположить, что апатиты 1-й группы находятся, по всей вероятности, в условиях более далеких от состояния равновесия, нежели образцы из 2-й группы. Поэтому в кристаллах 1-й группы, наряду с центрами люминесценции с $\lambda_{макс}$ = 430 *mμ* могут существовать также образования, соответствующие сенсибилизатору в другом окружении.

Возможное неполное совпадение полос возбуждения эмиссии с $\lambda_{макс}$ = = 430 *mμ* и $\lambda_{макс}$ = 580 *mμ* (см. рис. 31, *а*, *б*; кривые *1*, *1'*) в 1-й группе объясняется присутствием таких усложненных центров, обеспечивающих преимущественную миграцию энергии к марганцу, но не способных к высвечиванию в видимой области при обычных условиях.

Итак, рассмотрение спектров возбуждения наших объектов приводит к выводу, что коротковолновые полосы излучения ($\lambda_{макс} < 400$ *mμ* и $\lambda_{макс}$ = = 430 *mμ*) связаны с присутствием одного и того же активатора в решетке апатита. Перенос энергии возбуждения к Mn^{2+} с последующим высвечиванием характерной марганцевой эмиссии осуществляется этим же ионом активатора, образующим центры неодинаковой структуры в апатитах 1-й и 2-й групп. В апатитах 1-й группы («желтые») наряду с излучающими существуют не люминесцирующие при обычных условиях центры более сложной структуры, способные с высокой эффективностью передавать энергию марганцу.

Без проведения специальных исследований отнести полосы свечения с $\lambda_{макс}$ = 430 *mμ* и $\lambda_{макс} < 400$ *mμ* к люминесценции определенных ионов, содержащихся в апатите примесей, затруднительно. Однако можно предположить, что данный эффект связан с высвечиванием ионов церия, обнаруживающих многополосную люминесценцию и эффективный перенос к Mn в структуре CaF_2 (Ginter, 1954).

Следует отметить, что центры люминесценции в образцах как первой, так и второй групп оказались весьма устойчивыми по отношению к термообработке.

Исследование спектров электронного парамагнитного резонанса апатитов проведено М. Я. Щербаковой на стандартном радиоспектрометре РЭ-1301 при комнатной температуре. Исследовались апатиты двух групп, отчетливо выделяемых по спектрам люминесценции.

1. Апатиты с желтой люминесценцией и высоким содержанием марганца (~2%). Спектры ЭПР данной группы апатитов идентичны и состоят из одиночной широкой интенсивной линии, обусловленной вхождением Mn^{2+} в структуру апатита (рис. 32, *а*). Эти спектры аналогичны спектрам ЭПР монокристаллов апатита с желтой люминесценцией, исследованных в работе М. Я. Щербаковой и др. (1966). Авторами установлено, что в этих образцах марганец входит в структуру апатита как Mn^{2+} в координационном комплексе CaO_9.

Характерной особенностью спектра является отсутствие сверхтонкой структуры и высокая интенсивность, что, видимо, можно объяснить вхождением Mn^{2+} в структуру апатита не равномерно, а областями с высокой локальной концентрацией.

2. Апатиты второй группы (с розовой люминесценцией) по данным хи-

мического анализа содержат несколько меньшее количество MnO (0,5—1%) по сравнению с апатитами первой группы. Спектр ЭПР для образцов второй группы состоит из шести эквидистантных малоинтенсивных линий с положением эталонной линии — радикала дифенилпикрилгидразила — между четвертой и пятой линиями (см. рис. 32, *б*). Такой спектр характерен для порошкообразных образцов апатита, полученных из кристаллов, где Mn^{2+} замещает Ca^{2+} в девятерной кислородной координации. Эти спектры обусловлены равномерным вхождением Mn^{2+} в структуру апатита.

В образце апатита (№ 191) с розовой люминесценцией из гранитов Аткольского массива, кроме того, наблюдается одиночная линия (*2*) от парамагнитных комплексов F^-— O^-— F^-. Содержание этих комплексов по оценкам для образца № 191 составляет 0,01% в отношении к фтору.

Оценка содержания парамагнитного Mn^{2+} в апатитах второй группы, проведенная по методу сравнения интегральной интенсивности спектров ЭПР Mn^{2+} с интенсивностью эталонного спектра $CuCl_2 \cdot 2H_2O$, показала, что оно составляет 0,5—1%, т. е. практически соответствует данным химического анализа.

Таким образом, анализ спектров ЭПР исследованных апатитов показал наличие в них Mn^{2+}, а также различный характер вхождения Mn^{2+} для апатитов каждой из выше рассмотренных групп.

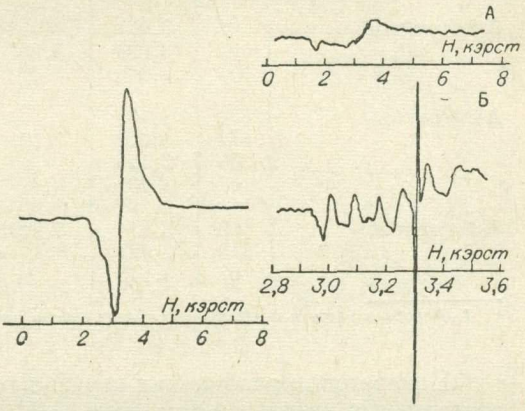


Рис. 32. Спектры ЭПР:

а — апатиты 1-й группы, с желтой люминесценцией, шкала максимальная; *б* — апатиты 2-й группы, с розовой люминесценцией (А — шкала максимальная, Б — шкала 800 *эрст*).

В результате детального изучения спектрального состава люминесценции и спектров возбуждения отдельных полос их эмиссии подтвердилась обоснованность предложенного ранее разделения флуоресцирующих акцессорных апатитов на группы в соответствии с типом их свечения (Никитина, Сотников, 1966).

Отличия в спектральных характеристиках, отождествленные с присутствием стабильных центров свечения разной микроструктуры, связаны с различными физико-химическими условиями образования апатитов.

Удельный вес исследованных апатитов приведен в табл. 40, из которой видно, что апатиты гранитов (А-1), характеризующиеся по сравнению с другими апатитами повышенным содержанием редких земель, отличаются и несколько повышенным удельным весом. Наименьший удельный вес характерен для апатитов второй группы из грейзенизированных гранитов (эти апатиты содержат минимум редких земель). Повышенный удельный вес апатитов четвертой группы из околожильных грейзенов обусловлен, очевидно, высоким (2,12% MnO) содержанием марганца.

В целом, если говорить о зависимости удельного веса от особенностей состава апатита, следует иметь в виду как содержание редких земель, так и содержание марганца с учетом их атомных весов, ибо атомный вес марганца (54,93) значительно отличается от атомных весов редкоземельных элементов (138,92 — 174,99). Ввиду значительных колебаний атомных весов в самой группе редкоземельных элементов необходимо учитывать количественное соотношение отдельных элементов и их атомные веса.

Таблица 40

Удельные веса апатитов различных генераций

Тип апатита*	№ пробы	Удельный вес	Средний удельный вес	Содержание MnO, %		Содержание TR	
				интервал колебаний	среднее	интервал колебаний	среднее
А-1 (розовый)	191	3,279					
	194	3,300					
	354	3,196	3,236	0,85—1,2	1,02	1,10—2,34	1,62
	355	3,300					
	92	3,178					
	07	3,165					
А-2 (желтый)	01	3,071					
	02	3,024	3,067	1,76—2,10	1,96	0,02—0,59	0,22
	374	3,105					
А-3 (голубой)	374	3,104					
	374	3,062	3,130	0,51	0,51	0,70	0,70
	373	3,146					
	07	3,207					
А-4 (желтый)	06	3,214	3,205	2,12—2,13	2,12	0,4—0,86	0,64
	213	3,125					
	07	3,276					

* В скобках здесь и в остальных случаях указан цвет люминесценции.

Показатели преломления изученных нами апатитов довольно отчетливо разделяются на две группы (табл. 41). При этом наибольшие значения их (*No*) характерны для апатитов, содержащих повышенные количества марганца (*апатиты с желтой люминесценцией: апатит-2 и апатит-4*). Для этих же апатитов отмечены и наибольшие значения двупреломления. Подобная

Таблица 41

Оптические константы апатитов

Тип апатита	№ пробы	*No*	*Ne*	*No—Ne*
А-1 (розовый)	214	1,634	1,631	0,003
	04	1,633	1,630	0,003
	02	1,633	1,630	0,003
	01	1,633	1,630	0,003
	03	1,633	1,630	0,003
А-2 (желтый)	07	1,636	1,631	0,005
	373	1,636	1,631	0,005
	374	1,636	1,632	0,004
А-3 (голубой)	07	1,634	1,631	0,003
	373	1,633	1,629	0,004
	374	1,633	1,630	0,003
А-4 (желтый)	06	1,638	1,633	0,005
	213	1,636	1,632	0,004

зависимость оптических свойств апатита от содержания в нем марганца отмечалась ранее Г. Хаузеном (1932), Н. Г. Суминым (1957), З. В. Васильевой (1958) и другими авторами.

Анализ результатов рентгенометрического исследования апатитов (табл. 42) показывает, что они относятся к группе фторапатитов. Некоторое уменьшение общих размеров элементарной ячейки апатитов в двух случаях (№ 06 и № 374) связано, очевидно, с повышенным содержанием в них мар-

Таблица 42

Результаты рентгенометрического анализа апатитов

(Розовый)		(Желтый)						(Голубой)		Нелюминесцирующий		*hkil*
214		213		06		374		07		145		
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	
3,46	35	3,44	30	3,43	38	3,43	33	3,44	29	3,45	28	0002
3,22	25	3,15	23	3,16	70	3,17	12	3,18	34	3,18	28	1012
3,08	127	3,06	25	3,06	18	3,06	14	—	—	3,09	24	2130
2,81	00	2,80	100	2,79	100	2,78	100	2,79	100	2,81	100	2131
2,71	45	2,70	52	2,69	54	2,69	56	—	—	2,72	52	3030
2,64	30	2,63	31	2,61	26	2,62	25	2,62	29	2,64	24	2020
2,26	25	2,25	27	2,24	23	2,24	23	2,25	26	2,26	24	3140
2,13	10	2,14	12	2,12	13	—	—	2,06	14	2,148	16	1341
1,939	20	1,931	30	1,928	23	1,928	23	1,929	29	—	—	2242
1,883	12	1,869	22	1,878	10	1,877	16	1,880	21	—	—	1342
1,837	30	1,831	34	1,829	28	1,830	35	1,829	34	1,83	40	1233
1,798	17	1,792	20	1,790	18	1,789	20	1,793	17	—	—	2351
1,772	15	1,765	20	1,762	21	1,765	20	1,764	17	—	—	1450
1,748	15	1,745	19	1,740	18	1,740	20	1,740	17	—	—	4042
1,720	17	1,718	11	1,710	21	1,710	23	1,713	17	—	—	0004
$a_{ср}=9,38\pm0,02$Å;		$a_{ср}=9,36\pm0,02$Å		$a_{ср}=9,33\pm0,02$Å;		$a_{ср}=9,33\pm0,2$Å;		$a_{ср}=9,36\pm0,02$Å;		$a_{ср}=9,41\pm0,02$Å;		
$c_{ср}=6,88\pm0,02$Å;		$c_{ср}=6,88\pm0,02$Å;		$a_{ср}=6,86\pm0,02$Å;		$c_{ср}=6,86\pm0,02$Å;		$c_{ср}=6,88\pm0,02$Å;		$c_{ср}=6,88\pm0,02$Å;		

ганца, изоморфно замещающего кальций (Елисеев и др., 1960). Апатит № 145 (Бугузунское месторождение) по значению параметра a (9,41 Å) аналогичен гидроксилапатиту.

Изучаемые апатиты были сняты Д. К. Архипенко (ИГГ СО АН СССР) на инфракрасном спектрометре ИР-10 в области 400—3800 $см^{-1}$ методом прессовки со спектрально чистым KBr.

Как видно на рис. 33, спектры поглощения апатитов в инфракрасной области мало отличаются между собой. Они аналогичны эталонным спектрам, приведенным в картотеке Менке (Moenke, 1962). Только в образце № 145 (Бугузунское месторождение) появилась небольшая дополнительная полоса поглощения в области ~760 $см^{-1}$.

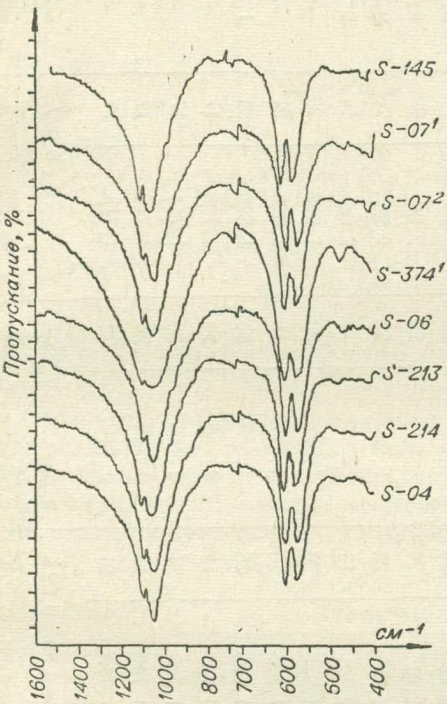


Рис. 33. Инфракрасные спектры поглощения апатитов.

Полосы поглощения, полученные для апатита в исследованной области спектра, обусловлены, в основном, колебаниями иона PO_4^{3-}. Известно (Ельяшевич, 1962), что для пятиатомной молекулы PO_4, обладающей симметрией $T\alpha$, теоретически можно ожидать появление девяти полос поглощения: одно невырожденное колебание апатита A, два трижды вырожденных колебания типа F_2 и одно дважды вырожденное колебание типа E_1. Таким образом, должно появиться четыре колебания: два — валентных (ν_1 и ν_2) симметрии A_1 и F_2 и два деформационных (ν_2 и ν_4) симметрии E_1 и E_2. Однако все эти четыре колебания проявляются лишь в спектрах комбинационного рассеяния, в инфракрасной же области активны только два трижды вырожденных колебания типа F_2: валентное и деформационное.

Ввиду влияния кристаллического поля, а также из-за «полимеризации» PO_4 тетраэдров вырождение, по-видимому, частично снимается, и вместо двух колебаний для апатита в инфракрасной области наблюдается по две (в некоторых образцах по три) полосы в области валентных колебаний (1105 $см^{-1}$; 1060 и 965 $см^{-1}$) и три полосы в области деформационных колебаний (470 $см^{-1}$; 580 $см^{-1}$; 605 $см^{-1}$). Значения частот, приведенных для апатита, согласно Менке (Moenke, 1962), следующие ($см^{-1}$): 1095, 1050, 965, 745, 605, 576, 475, т. е. практически идентичны с полученными нами значениями.

Поскольку катионная часть всех апатитов представлена близким составом (содержание CaO во всех пробах 53—54% и только в пробах № 06, 213 и 374 имеется 2% MnO), характер влияния катионов на положение полос поглощения везде одинаков.

Можно отметить, что в пробе № 374, где содержание $SiO_2 + TiO_2$ всего 0,15%, т. е. тетраэдры PO_4 в самой меньшей мере замещены на тетраэдры $SiO_2 + TiO_2$, на полосе валентных колебаний со стороны меньших волновых чисел не наблюдается почти никаких деталей. В других же про-

Таблица 43

Результаты химического анализа апатитов

Окисел	А-1 (розовый)		А-2 (желтый)		А-3 (голубой)	А-4 (желтый)		А-5 (нелюминесцирующий)
	214	04	374[1]	07[2]	07[1]	213	06	145
P_2O_5	41,79	42,06	41,80	42,11	42,24	42,10	41,85	41,91
SiO_2	1,07	0,40	0,13	0,30	0,40	0,25	0,24	0,30
TiO_2	0,14	0,11	0,02	сл	0,02	0,06	0,03	0,06
CaO	53,17	53,98	53,28	53,95	54,32	53,21	53,29	53,95
MnO	0,85	1,20	2,04	1,76	0,51	2,12	2,13	1,01
Fe_2O_3	0,32	0,27	0,16	0,20	0,22	0,34	0,36	0,51
Al_2O_3	0,34	0,82	0,32	0,60	0,41	0,33	0,45	0,28
ZrO	0,55	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
TR_2O_3	0,47	»	»	»	»	»	»	»
П.п.п.	не опр.	»	0,32	»	»	»	»	1,24
F	2,8	2	2,0	2,8	2,8	1,8	2,0	1,5
Σ	100,50	100,84	100,07	101,72	100,92	100,21	100,35	100,76
F_2-O	—1,17	0,84	0,84	1,17	—1,17	—0,76	—0,84	—0,63
Σ′	100,33	100,00	99,23	100,55	99,75	99,45	99,51	100,13

бах левая сторона полосы имеет несколько довольно четких ступеней, которые, очевидно, можно связать с замещением PO_4 на SiO_2 и TiO_2. У некоторых апатитов эта полоса несколько расширена.

В табл. 43 приведены результаты химического анализа апатитов и грейзеновых образований Горного Алтая (микрохимический анализ апатитов выполнен И. К. Кузнецовой, ИГГ СО АН СССР). Содержание фтора определялось количественным спектральным анализом (Н. В. Арнаутов, ИГГ СО АН СССР).

Пересчеты химического анализа по принятым в литературе «логическим» кристаллохимическим формулам (Иванова, 1963; Васильева, 1958) вида $Ca_{10}(PO_4)_6$ $(OH, F)_2$ приведены в табл. 44.

В целом исследованные апатиты имеют состав, отвечающий принятой кристаллографической формуле. Все апатиты, за исключением нелюминесцирующего апатита № 145, близки по химическому составу и различаются, в основном, содержанием марганца, изоморфно замещающего кальций.

Наибольшие количества марганца (до 2,13% MnO) зафиксированы в апатите-4 из околотрещинных грейзенов. Несколько меньшее содержание отмечено в апатите-2 из грейзенизированных гранитов. В апатите более поздней генерации из этих измененных гранитов (апатит-3, с голубой люминесценцией) содержание марганца резко снижается до 0,51% MnO.

Повышенное содержание марганца в апатитах из грейзеновых вольфрамовых месторождений отмечалось также З. В. Васильевой (1958_1, 1958_2). По ее данным, содержание марганца в апатитах резко колеблется и отражает специфику отдельных месторождений: в преимущественно гюбнеритовых месторождениях — апатит марганцевый, в вольфрамитовых и шеелитовых марганец в апатитах отсутствует или содержится в незначительном количестве.

Нами такой зависимости не установлено: апатит с повышенным содержанием марганца отмечался во всех изученных грейзеновых месторождениях вне зависимости от формы проявления вольфрама (гюбнерит, вольфрамит, шеелит). Характерен он и для грейзеновых молибденовых месторождений. В последних появляется также апатит с меньшим содержанием марганца (апатит с голубой люминесценцией).

Таблица 44

Пересчет химических анализов апатитов

№ образца	Состав апатитов	Группа ионов, изоморфно замещающих: PO4					Ca						OH			
		P_2O_5	SiO_2	TiO_2	Σ	Число ионов в эл. ячейке	CaO	MnO	Fe_2O_3	Al_2O_3	TR_2O_3	ZrO_2	Σ	Число ионов в эл. ячейке	H_2O	F	Σ	Число ионов в эл. ячейке
04	Вес. %	42,06	0,40	0,11			53,98	1,20	0,27	0,82								
	Молекулярное количество	294,4	6,6	1,0			963,5	17,0	1,0	8,0						105,2		
	Атомное количество катионов	588,8	6,6	1,0	596,46 = 6	6	963,5	17,0	2,0	16,0			998,5	10,03		105,2		
214	Вес. %	41,79	1,07	0,14			53,17	0,85	0,32	0,34	0,47	0,55				2,8		
	Молекулярное количество	294,3	18,0	1,0			948,1	11,0	2,0	3,0	1,0	4,0				147,3		
	Атомное количество катионов	588,6	18,0	1,0	607,6 = 6	6	948,1	11,0	4,0	6,0	2,0	4,0	975,1	9,63		147,3		
213	Вес. %	42,10	0,25	0,06			53,21	2,12								1,8		
	Молекулярное количество	296,4	4,0				948,9	30,0	0,34	0,33	—	—	—	—				
	Атомное количество катионов	592,8	4,0	—	596,8 = 6	6	948,9	30,0	2,0	3,0						94,7		
									4,0	6,0			988,9	9,94		94,7		
06	Вес. %	41,85	0,24	0,03			53,29	2,13								2,0		
	Молекулярное количество	294,7	4,0				950,0	30,0	0,36	0,45								
	Атомное количество катионов	589,4	4,0		593,4 = 6	6	950,0	30,0	2,0	4,0						105,2		
									4,0	8,0			992	10,03		105,2		
374	Вес. %	41,80	0,13	0,02			53,28	2,04	0,16	0,32					0,32	2		
	Молекулярное количество	294,3	2,0				950,0	28,0	1,0	3,0					18	105,2		
	Атомное количество катионов	588,6	2,0		590,6 = 6	6	950,0	28,0	2,0	6,0			986	10,2	36	105,2	141,2	1,43
07	Вес. %	42,11	0,30				53,95	1,76	0,20	0,60						2,8		
	Молекулярное количество	296,5	5,0				962,0	24,0	1,0	6,0						147,3		
	Атомное количество катионов	593,0	5,0		598 = 6	6	962,0	24,0	2,0	12,0			1000	10,03		147,3		
07	Вес. %	42,24	0,40	0,02			54,32	0,51	0,22	0,41						2,8		
	Молекулярное количество	297,4	6,6				986,6	35,0	1,0	4,0						147,3		
	Атомное количество катионов	594,8	6,6		601,4 = 6	6	968,6	35,0	2,0	8,0			1013,6	10,11		147,3		
145	Вес. %	41,91	0,30	0,06			53,95	1,01	0,51	0,28					1,24	15		
	Молекулярное количество	295,1	5,0				962,0	14,0	3,0	3,0					69,0	78,9		
	Атомное количество катионов	590,2	5,0		595,2 = 6	6	962,0	14,0	6,0	6,0			988	9,96	138,0	78,9	216,9	2,1

По другим элементам, замещающим кальций, особых различий в апатитах не установлено.

Для всех изученных апатитов характерно присутствие редких земель, но содержание их обычно не превышает десятых долей процента (табл. 45).

Максимальное содержание редких земель установлено для апатитов из гранитов. В более поздних генерациях апатита количество редкоземельных элементов значительно сокращается. Наряду с уменьшением суммарного содержания редких земель отмечена их дифференциация. Элементы этой дифференциации отчетливо могут быть прослежены на диаграммах (рис. 34, *а*, *б*, *в*, *г*), составленных по методу, предложенному А. С. Бородиным (1965) и Д. А. Минеевым (1965), с разделением редких земель на три подгруппы:

$$\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd;$$

$$\Sigma Y_1 = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho;$$

$$\Sigma Y_2 = Er + Tu + Yb + Lu.$$

Результаты спектраль

Элементы	A-1								A-2		
	191	194	195	355	356	214	91¹	91²	101	103	02
Pb	$8\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$		$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$
Sn	—	—	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—	—	—	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$
Bi	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—	$5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-3}$
V	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	сл	сл	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$
Ga	—	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	—
Cu	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Be	—	—	—	—	—	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-2}$
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
Y	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$
Yb	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$
La	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$
Ce	$8\cdot10^{-1}$	1	1	1	$5\cdot10^{-1}$	>1	—	$5\cdot10^{-2}$	1	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$
Tu	—	—	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	—
Lu	—	—	—	$8\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	сл	—	—	—	сл	—
Dy	—	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$
Gd	—	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	$8\cdot10^{-3}$	—
Er	—	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	$8\cdot10^{-3}$	сл
Sm	—	—	—	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—
Pr	—	—	—	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	—	—	—	—	—
Th	—	—	—	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—
Eu	—	сл	—	—	—	—	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	—	—	—

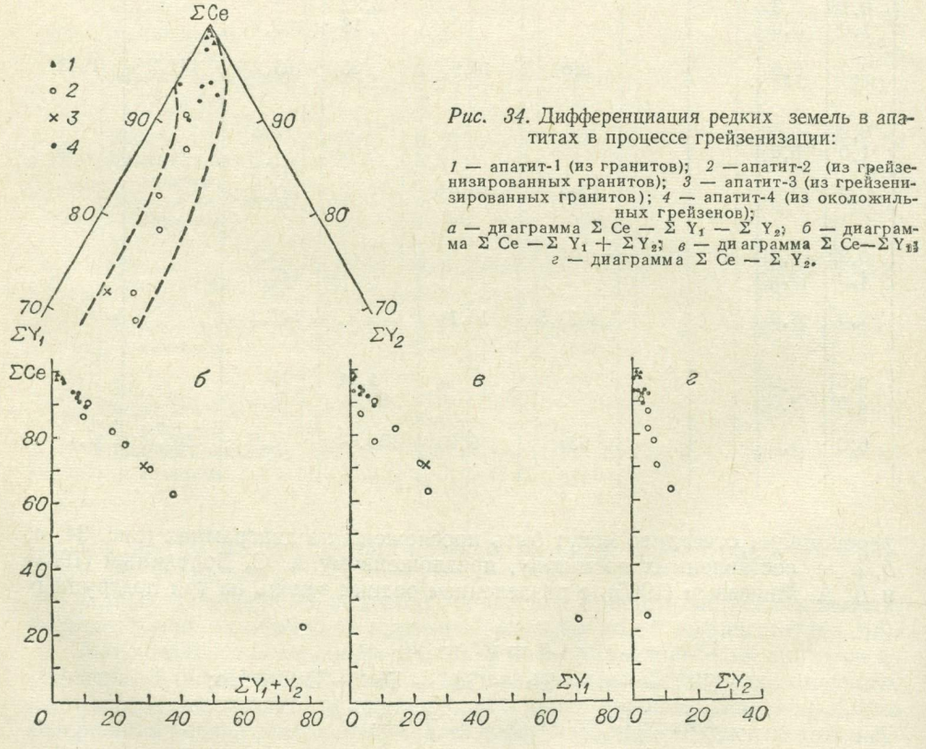


Рис. 34. Дифференциация редких земель в апатитах в процессе грейзенизации:

1 — апатит-1 (из гранитов); *2* — апатит-2 (из грейзенизированных гранитов); *3* — апатит-3 (из грейзенизированных гранитов); *4* — апатит-4 (из околожильных грейзенов);
а — диаграмма Σ Ce — Σ Y_1 — Σ Y_2; *б* — диаграмма Σ Ce — Σ Y_1 + Σ Y_2; *в* — диаграмма Σ Ce — Σ Y_1; *г* — диаграмма Σ Ce — Σ Y_2.

Таблица 45

ного анализа апатитов

A-3	A-4									
07	374	373	06	290¹	290²	213¹	213²	211	212	2a	4a
$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	—	—	$2\cdot10^{-2}$	—
$2\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-4}$
$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
—	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—
$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$
$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	—	$7\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$
—	—	$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$
$3\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$
$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$
сл	сл	сл	сл	—	—	—	—	—	—	—	—
$5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$8\cdot10^{-3}$	—	—	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-3}$	—	—	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	—	$8\cdot10^{-3}$	—	—	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	сл	—	$3\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-1}$	—	—	—	—	—	—
сл	—	$3\cdot10^{-2}$	—	$5\cdot10^{-2}$	сл	—	$2\cdot10^{-2}$	—	—	—	—
$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	—	—		сл	—	$4\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$

На диаграммах хорошо видна дифференциация РЗЭ от цериевых составов в апатитах гранитов к существенно иттриевым со значительной ролью элементов подгруппы Y_1 (преимущественно Dy и Gd) в апатитах из грейзеновых образований. При этом следует отметить, что количество точек на диаграммах, соответствующих апатитам из гранитов, меньше числа пересчитанных анализов в связи с перекрытием ряда точек.

На фоне общей тенденции эволюции соотношений РЗЭ от цериевой к иттриевым подгруппам для апатита-4 (из околожильных грейзенов) зафиксирован возврат в область существенно селективных цериевых составов. Очевидно, этот возврат отражает повышение активности цериевых элементов в растворе в условиях изменившейся щелочности.

И, наконец, в апатитах из кварцево-вольфрамито-молибденитовых жил Калгутинского месторождения отмечено минимальное количество РЗЭ, и уже с существенной ролью иттербия (Yb —0,008%; La —0,008%, Ce—сл).

В исследуемых апатитах постоянно фиксировались свинец, висмут, ванадий, медь, цирконий и в большинстве проб — олово и бериллий. В единичных пробах отмечены галлий и молибден.

Интересно проследить поведение в апатитах элементов, являющихся характерными для рудного процесса: Sn, Be, Pb, Bi. Как видно из табл. 46,

Таблица 46

Среднее (арифметическое) содержание элементов-примесей (%) в разновидностях апатитов

Тип апатита	Cu	Bi	Pb	Be	Sn
A-1	$4{,}1\cdot10^{-4}$	$3{,}9\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$6{,}4\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$
A-2	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$6{,}4\cdot10^{-4}$	$6{,}7\cdot10^{-4}$	$9{,}2\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-2}$
A-4	$7{,}4\cdot10^{-3}$	$2{,}8\cdot10^{-3}$	$4{,}9\cdot10^{-3}$	$2{,}1\cdot10^{-3}$	$3{,}3\cdot10^{-3}$

среднее содержание этих элементов в апатитах различных генераций несколько колеблется. Наибольшее накопление их характерно для апатита-4 из «околотрещинных грейзенов», за исключением олова, для которого максимум приходится на апатит-2 из «площадных грейзенов».

Различия среди трех генераций апатита устанавливаются и путем корреляционного анализа, дающего возможность оценить силу и форму связи между указанными элементами и выявить в многокомпонентной системе

Таблица 47

Коэффициент корреляции между Cu и Pb в апатите-1

Sn				
Be				
Pb	+ 0,788 $t_z = 3{,}0$			
Bi				
	Cu	Sn	Be	Pb

связь между парами компонентов в изолированном виде (Вистелиус, 1963). Для апатита-1 из гранитов отмечается положительная связь только между свинцом и медью (табл. 47). В апатите-2 (табл. 48) в прямой корреляционной зависимости находятся между собой все элементы, исключая Be. При этом наименьшая сила связи характерна для тех пар элементов, в которых участвует висмут. Для апатита-4 (табл. 49) высокая положительная связь установлена для трех пар:

$$Be — Bi;\ Cu — Bi;\ Be — Cu\ (t_z > 4{,}6).$$

В целом типоморфные особенности апатитов различных генераций, за исключением редко встречающегося апатита-5 и «досковидного» апатита альбитизированных разностей, указаны в табл. 50.

Минералы титана. Несмотря на то, что содержание двуокиси титана остается часто постоянным на протяжении всего процесса метасоматического преобразования гранитов, минеральная форма его испытывает существенные превращения в зависимости от колебания кислотности-щелочности среды. Первичные (магматические) титановые минералы в условиях изменив-

Таблица 48

Коэффициенты корреляции между Cu, Sn, Be, Pb, Bi в апатите-2

Sn	+ 0,895 $t_z = 5,6$			
Be				
Pb	+ 0,898 $t_z = 5,7$	+ 0,932 $t_z = 6,4$		
Bi	+ 0,631 $t_z = 2,9$	+ 0,644 $t_z = 3$		+ 0,763 $t_z = 3,8$
	Cu	Sn	Be	Pb

Таблица 49

Коэффициенты корреляции между Cu, Be, Pb, Bi, Sn в апатите-4

Sn				
Be	+ 0,974 $t_z = 6,6$			
Pb				
Bi	+ 0,903 $t_z = 4,6$		+ 0,956 $t_z = 6$	
	Cu	Sn	Be	Pb

Таблица 50

Типоморфные особенности разновидностей апатитов

Свойства апатитов	А-1 (розовый)	А-2 (желтый)	А-3 (голубой)	А-4 (желтый)
Морфологические особенности	Удлиненно-призматические кристаллы	Неправильные зерна	Бипирамидальные и толстотаблитчатые кристаллы	Неправильные зерна
Удельный вес	3,165 — 3,279 (средний 3,236)	3,024 — 3,105 (средний 3,067)	3,062 — 3,207 (средний 3,130)	3,125—3,276 (средний 3,200)
Оптические константы	*No* = 1,633 — 1,634 *Ne* = 1,630 — 1,631 *No* — *Ne* = 0,003	*No* = 1,636 *Ne* = 1,631—1,632 *No* — *Ne* = 0,004 — 0,005	*No* = 1,633 — 1,634 *Ne* = 1,629 — 1,631 *No* — *Ne* = 0,004 — 0,003	*No* = 1,636—1,638 *Ne* = 1,632—1,633 *No* — *Ne* = 0,004 — 0,005
Содержание MnO_2, %	0,85 — 1,20 (среднее 1,03)	1,76 — 2,04 (среднее 1,90)	0,51	2,12 — 2,13 (среднее 2,125)
Форма вхождения Mn по линиям ЭПР	Неравномерное вхождение Mn^{2+} — областями с высокой локальной концентрацией. Отсутствие сверхтонкой структуры	Равномерное вхождение Mn^{2+} . Наличие шести линий сверхтонкой структуры	Неравномерное вхождение марганца (Mn^{2+}) — областями с высокой локальной концентрацией. Отсутствие сверхтонкой структуры	Равномерное вхождение Mn^{2+}. Наличие шести линий сверхтонкой структуры
Сумма редких земель	1,26	0,895	0,49	0,46
Элементы-примеси	V, Bi, Pb, Zr, Cu; реже — Be, Sn, Ga	V, Bi, Pb, Cu, Sn, Be, Zr	Mo, V, Pb, Sn, Be, Cu	V, Bi, Cu, Be, Pb, Zr; реже — Sn, Ga
Корреляционные связи	Pb — Cu	Bi — Pb; Bi — Sn; Bi — Cu; Cu — Pb; Cu — Sn; Sn — Pb	не опр.	Be — Bi; Cu — Bi; Be — Cu
Параметры решетки	*a* — 9,38; *c* — 6,88	*a* — 9,33; *c* — 6,86	*a* — 9,36; *c* — 6,86	*a* — 9,33; *c* — 6,86

шейся физико-химической обстановки становятся неустойчивыми, разрушаются, давая начало новым модификациям двуокиси титана, более устойчивым в создавшейся геохимической обстановке. Поэтому та или иная минеральная форма TiO_2 может служить до некоторой степени индикатором физико-химических условий минералообразования.

Ильменит. Характер изменения ильменита в гипергенных условиях довольно широко освещен в литературе. По данным большинства исследователей (Зив, 1956; Дядченко, Хатунцева, 1961; Жердева, 1961, и др.) процесс изменения ильменита, связанный с циркуляцией грунтовых вод в зоне окисления, сводится, в основном, к переходу двухвалентного железа в трехвалентное с последующим его выносом и обогащением остающегося материала двуокисью титана в форме рутила и анатаза.

Значительно слабее изучен вопрос о поведении ильменита при метасоматическом изменении пород, в частности, в процессе грейзенизации. В. В. Ляхович и В. И. Нонешникова (1960) указывают на полное разрушение ильменита при грейзенизации с образованием гематита и рутила. Однако в грейзенах Хабаровского края ими отмечается большое количество ильменита. Образование последнего они объясняют разрушением роговой обманки биотита гранодиоритов. В. К. Монич (1957) подчеркивает, что в грейзеновом процессе «ильменит и титаномагнетит разлагаются с превращением в нигрин и аризонит». Г. Н. Гогель (1964) отмечает, что наиболее полное превращение ильменита в рутил характерно для кислотной стадии метасоматоза (грейзенизации), «а в анатаз — для низкотемпературных гидротермальных процессов». На «лейкоксенизацию» ильменита и замещение его рутиловым минералом при грейзенизации гранитов указывают Ф. В. Чухров, Л. Б. Шлайн (1962) и другие авторы.

Содержание ильменита в рассматриваемом нами случае резко падает от гранитов к их постмагматически измененным разностям (табл. 51). Преоб-

Таблица 51

Содержание ильменита, сфена и продуктов их изменения в гранитах и метасоматических образованиях, *г/т*

Массив (месторождение)	Минерал	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
			«двуслюдяной»	«мусковитовый	альбитизированный гранит	грейзенизированный гранит	грейзен кварцево-мусковитовый	грейзен мусковитовый
Талицкий	Ильменит	495	295	—	310		98	
(Каракольское)	Рутил		10,8	3	е.з.		2,62	
Белокурихинский	Ильменит		471	91,8—565,6				
(р. Черновая)	Рутил			е.з.				
Белокурихинский	Ильменит	30,8	—	—	е.з.	е.з.	—	—
(Осокинское)	«Лейкоксен»	—	3	е.з.	»	—	е.з.	е.з.
	Рутил	—	3	2	2	—	—	10,2
	Анатаз	—	—	5,4	2,4	—	е.з.	—
Юстыдский	Ильменит	92				е.з.		
	«Лейкоксен»	—				»		
	Рутил	—				64,4		
Синюшинский	Ильменит	1300				е.з.	е.з.	е.з.
	«Лейкоксен»	—			221,5		147,2	»
	Рутил	е.з.			23		18,5	182
Атуркольский	Сфен	4000						
	«Лейкоксен»	—			504,1	692		
	Рутил	—			378,1	22,8		
	Анатаз	—			е.з.	е.з.		
Белокурихинский	Сфен	2090			»	—	е.з.	
(Осиновское)	«Лейкоксен»	—			—	—	»	
	Рутил	—			—	18	—	
	Анатаз	—			е.з.	27	150	

Таблица 52

Преобразование ильменита в процессе грейзенизации (Талицкий массив, Каракольское месторождение)

Свойства ильменита и продуктов его преобразования	Вмещающая порода			
	Гранит	Мусковитизированный гранит	Альбитизированный гранит	Кварцево-мусковитовый грейзен
Цвет	Черный	Черный	Темно-коричневый	Серовато-черный
Черта	Черная	Черная	Черно-бурая	Серо-черно-бурая
Излом	Раковистый	Раковистый	Полураковистый	Занозистый
Твердость	Твердый	Твердый	Средняя	Пониженная
Морфология	Таблитчатые кристаллы	Слабокорродированные кристаллы	Сильно оплавленные кристаллы	Крупные неправильные зерна зернистого сложения
Удельный вес	4,830	4,828	4,829	4,729
Магнитная восприимчивость	Сильная	Сильная	Средняя	Пониженная
TiO_2	29,06	29,68	30,64	42,46
FeO	16,89	12,16	9,44	11,97
Fe_2O_3	43,85	48,05	47,333	25,51
$FeO + Fe_2O_3$	60,74	60,21	56,77	37,48

разование ильменита идет преимущественно по трем направлениям: интенсивная «лейкоксенизация», рутилизация, гематитизация и слабая рутилизация.

1. Интенсивная «лейкоксенизация» ильменита, наблюдавшаяся нами в грейзенизированных гранитах Синюшинского массива, выражается в существенном преобразовании его. Уже в самой начальной стадии метасоматического изменения пород ильменит становится неустойчивым, замещаясь вторичными продуктами («лейкоксенизируется»). При замещении, сопровождающемся выносом железа, содержание двуокиси титана в минерале увеличивается, а магнитная восприимчивость его уменьшается. Цвет изменяется от черного до темно-серого, блеск становится матовым, излом — занозистым, твердость резко снижается. Кристаллографическая форма ильменита сохраняется редко. Чаще же мы имеем дело с неправильными зернами, с отдельными плохо сохранившимися гранями кристаллов ильменита. Иногда при большом увеличении в «лейкоксене» наблюдаются иголочки рутила. В дальнейшем происходит собирательная перекристаллизация мелких иголочек рутила с образованием более крупных призматических кристаллов рутила черного цвета (нигрин). Наряду с этим появляется анатаз как конечный продукт преобразования ильменита.

2. Рутилизация ильменита, т. е. процесс непосредственной перекристаллизации ильменита в рутил без развития промежуточной стадии — «лейкоксенизации». Это характерно для грейзенизированных гранитов Юстыдского массива, где ильменит преобразуется в типичный нигриновый рутил.

3. Гематитизация и слабая рутилизация ильменита проявились довольно отчетливо при постмагматическом изменении гранитов Каракольского месторождения (табл. 52).

При расчете баланса магнетита — мартита и ильменита — «лейкоксена» рутила в процессе грейзенизации отчетливо видно, что при широко проявленных процессах мартитизации (Синюшинский массив) в околотрещинной зоне наблюдается интенсивная «лейкоксенизация» ильменита с образо-

ванием рутила. Там же, где магнетит не мартитизирован, не изменяется и ильменит (Талицкий и Белокурихинский массивы). Следовательно, метасоматическое замещение ильменита рутилом, «лейкоксеном» и гематитом, как и процесс мартитизации магнетита, происходит при высоком потенциале кислорода в растворах. Процесс разложения ильменита под влиянием увеличения концентрации кислорода в остаточных гидротермальных растворах и образования железосодержащих и титановых минералов в грейзенизированных гранитах и грейзенах описан был ранее В. К. Моничем (1957) для Баянаульского гранитного массива.

Сопоставление удельных весов и составов ильменитов (табл. 53) по одному из профилей через грейзеновые образования Каракольского месторождения показывает довольно четкую зависимость удельного веса ильменитов от соотношения содержания двуокиси титана и суммарного железа в нем. Для неизмененных ильменитов характерно повышенное содержание двух- и трехвалентного железа при резком понижении двуокиси титана (что можно объяснить срастаниями ильменита с гематитом). Удельный вес таких «высокожелезистых» ильменитов максимальный и колеблется в пределах 4,829—4,834. Процесс изменения ильменита сводится, главным образом, к переходу двухвалентного железа в трехвалентное с последующим его выносом и обогащением остающегося материала двуокисью титана. Соответственно изменению химического состава ильменита меняется и его удельный вес. Так, для грейзенизированных гранитов характерен «лейкоксенизированный» ильменит с пониженным удельным весом (4,729) и относительно возросшей ролью двуокиси титана (до 42,46%) при сокращении содержания общего железа (до 37,48%). Зависимость удельного веса ильменита от содержания в нем TiO_2 и $FeO + Fe_2O_3$ хорошо видна также на рис. 35 (ильмениты из гранитоидов Белокурихинского массива).

По мере метасоматического преобразования гранитов в ильмените возрастает роль марганца. Повышенное содержание окиси марганца в ильме-

Таблица 53

Удельные веса ильменитов

Порода	Удельный вес	Колебания значений удельного веса	Средний удельный вес	TiO_2	$\Sigma FeO + Fe_2O_3$
				%	
Талицкий массив (Каракольское месторождение)					
Биотитовый гранит	4,834				
» »	4,831	4,829—4,834	4,831	29,06	60,74
» »	4,829				
Двуслюдяной гранит	4,833				
То же	4,826	4,826—4,833	4,820	29,68	60,21
»	4,829				
Альбитизированный гранит	4,729		4,729	30,64	56,77
Грейзенизированный гранит	4,729		4,729	42,46	37,48
Белокурихинский массив					
Гранит	4,679				
	4,699	4,679—4,699	4,689	51,60	32,40
«Двуслюдяной» гранит	4,691				
То же	4,687	4,687—4,691	4,687	51,89	37,75
»	4,688				
»	4,689				
»	4,683	4,683—4,689	4,685	49,17	49,13
»	4,684				

нитах проявляется в резком снижении их удельного веса. Кривые зависимости удельного веса ильменита от содержания в нем MnO и TiO_2 имеют аналогичный вид.

Результаты химического анализа ильменитов из грейзеновых образований Каракольского месторождения приведены в табл. 54. Пересчет химических анализов на $FeTiO_3$, $MnTiO_3$, Fe_2O_3 проводился по методу, описанному в работе А. Ф. Ли, О. Т. Гребенникова, Н. С. Ясус (1959). Расчет построен по следующему принципу: если TiO_2 больше $RO(R = Fe^{2+}, Mn)$, то избыток отнесен на счет рутила; если меньше, то все количество TiO_2 связано в ильменит и избыток FeO отнесен к магнетиту.

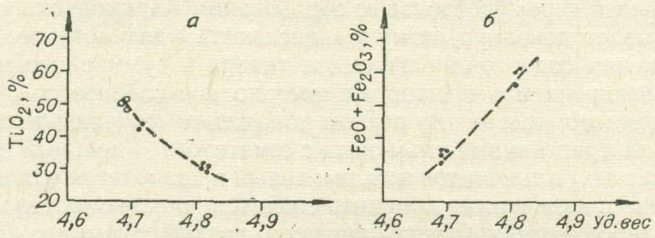


Рис. 35. Зависимость удельного веса ильменита от содержания TiO_2 и $FeO + Fe_2O_3$.

Таблица 54

Химический состав ильменита и продуктов его преобразования (Талицкий массив), %

Вмещающая порода	FeO	Fe_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	TiO_2	MnO
Гранит	16,89	43,85	60,74	29,06	3,43
Мусковитизированный гранит	12,16	48,05	60,21	29,68	3,92
Альбитизированный гранит	9,44	47,33	56,77	30,64	3,84
Кварцево-мусковитовый грейзен	11,97	25,51	37,48	42,46	11,53

Таблица 55

Пересчет химических анализов ильменитов на минеральные молекулы
(Каракольское месторождение)

№ пробы	Вмещающая порода	Ильменит	Гематит	Рутил	Пирофанит	Σ
04	Гранит	36,81	43,01	12,60	7,58	100
01	Мусковитизированный гранит	25,15	44,74	21,87	8,24	100
05	Альбитизированный гранит	19,31	43,59	29,12	7,88	100
06	Кварцево-мусковитовый грейзен	24,10	23,11	29,23	23,56	100

Таблица 55 поясняет, что изученные нами ильмениты не свободны от примесей других окислов, а образуют структурные взаимопрорастания четырех компонентов (ильменит—гематит, рутил — пирофанит)*.

В процессе грейзенизации гранитов в районе Каракольского месторождения изменение ильменита сводится к замещению его рутилом и гематитом с выносом железа. По мере метасоматического преобразования гранитов в ильмените снижается роль собственно ильменитовой молекулы, одновременно с этим происходят растворение гематита и вынос железа, и содержание гематитовой молекулы в «измененных ильменитах» снижается вдвое. В то

* Взаимопрорастание ильменит—гематит для пробы 04 (гранит) подтверждено рентгеноструктурным анализом.

Таблица 56

Результаты спектрального анализа ильменитов

Элемент	Талицкий массив (Каракольское месторождение)				Белокурихинский массив (Осокинское месторождение)					Синюшинский массив	Юстыдский массив
	Гранит	Мусковитизированный гранит	Околотрещинный грейзен		Гранит		Мусковитизированный гранит			Гранит	
			альбитизированный гранит	кварцево-мусковитовый грейзен			«двуслюдяной»	мусковитовый			
	04	01	05	06	328	361	354	356	355	30	401
Al	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	—	—	$3\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-2}$	—	$3\cdot10^{-3}$	—
Mg	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-1}$	—	—	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-1}$	—
Ca	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-1}$	1	—	—	$7\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-1}$	—
Mn	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>3	>1	>1	>1	$>1\cdot10^{-1}$
V	$1\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	—	$1\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-3}$
Cr	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—
Cu	$7\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-3}$
Pb	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	—	—	$2\cdot10^{-3}$
Bi	$8\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$		$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-3}$
Zn	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
Sn	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	—	—	$5\cdot10^{-3}$
Ga	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—	—	$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	$6\cdot10^{-4}$
Ba	—	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-4}$	—	—	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$
La	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	—	—	$5\cdot10^{-3}$	—	—
Y	$1\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$3\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-3}$
Yb	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	—	—	$3\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-4}$
Zr	$8\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	—	$4\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	—	$1\cdot10^{-2}$
Nb	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	—	—	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
Sc	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	$8\cdot10^{-3}$	—	—	—	$1\cdot10^{-3}$	—
Hf	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	—	—	—	$8\cdot10^{-3}$	—	—	$8\cdot10^{-4}$	—	—
Mo	—	—	—	—	$3\cdot10^{-3}$	—	—	—	$1\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-4}$
Ag	—	—	—	—	$6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	—	$1\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-3}$

же время резко возрастает количество рутиловых молекул и более чем в 3 раза повышается содержание пирофанита.

Анализируя химический состав ильменита (см. табл. 54) следует отметить, что количество и форма нахождения железа в нем не согласуются с теоретическими. Согласно формуле ильменита основная масса железа должна находиться в закисном состоянии (FeO — 47,34%), количество же окиси железа очень ограничено (Бетехтин, 1950; Дэна и др., 1951). В исследованных нами ильменитах содержание закиси железа не превышает 16,8%, в то время как окисное железо содержится в значительных количествах (от 25,51 до 43,85%). Это положение можно объяснить тем, что в ильменитах ‖ (0001) довольно часто наблюдаются линзочки и пластинки гематита. Возможно и то, что при подготовке проб ильменита к химическому анализу (при растирании) часть закисного железа перешла в окисную форму.

Обращает на себя внимание повышенное содержание Mn в изученных ильменитах. Характерно, что количество его возрастает от ильменитов

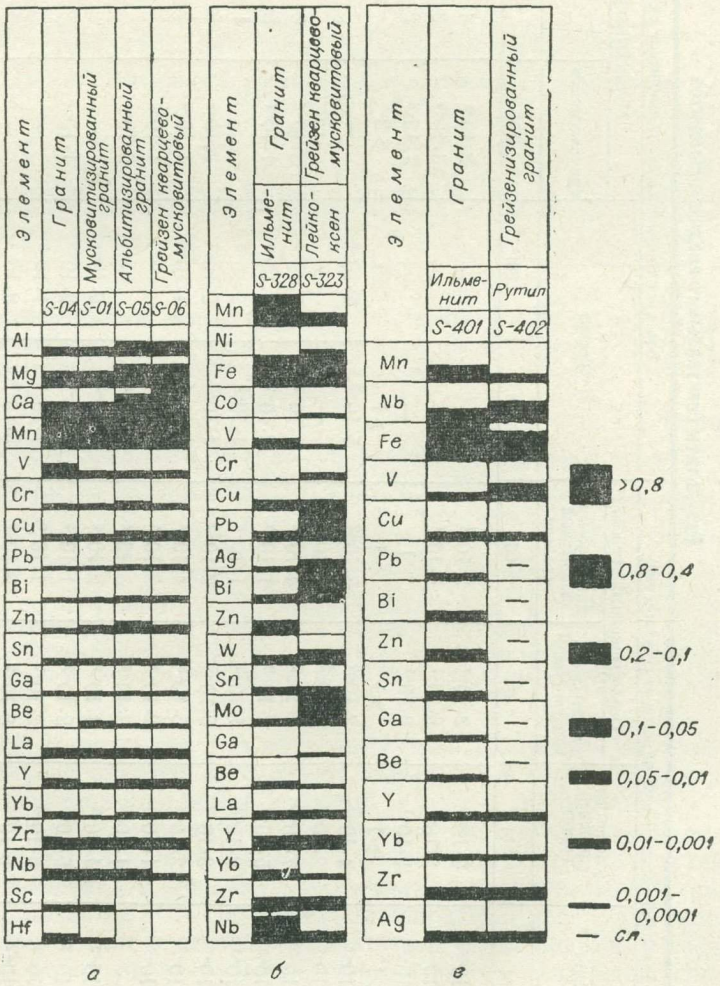


Рис. 36. Результаты спектрального анализа титановых минералов (%);

а — ильменит из пород Талицкого массива; *б* — Белокурихинский массив (Осокинское месторождение); *в* — Юстыдский массив.

гранитов к их измененным разностям в грейзенах. В целом изученные нами ильмениты можно отнести к марганцовистым разностям, содержащим в качестве изоморфной примеси к двухвалентному железу повышенные количества марганца.

В ильменитах из района Каракольского месторождения постоянно отмечаются (табл. 56) Zn, Cu, Pb, Bi, содержание которых увеличивается в ильменитах грейзенов по сравнению с ильменитами гранитов. Содержание Y и Yb довольно постоянно во всех разновидностях ильменита; количество лантана несколько увеличивается по мере преобразования минерала. Характерным является устойчивое содержание ниобия во всех изученных ильменитах: от десятых (в ильменитах гранитов) до сотых долей процента (в ильменитах грейзенов). Видимо, ниобий, как и титан, является малоподвижным элементом, сохраняющимся на всех стадиях процесса метасоматического преобразования гранитоидов. Это положение согласуется с данными Е. И. Семенова (1957), который отмечает, что «ниобий накапливается в продуктах изменения титановых минералов в той же степени, что и титан».

Сопоставляя содержание элементов-примесей в ильмените и продуктах его преобразования, следует отметить, что для ильменитов Талицкого массива (Каракольское месторождение, рис. 36, *а*), где по мере метасоматического преобразования гранитов происходит только частичное изменение ильменита, состав элементов-примесей в неизмененных и слабо измененных разностях минерала почти тождествен.

В грейзеновых образованиях Белокурихинского массива (Осокинское месторождение) ильменит изменен интенсивнее, чем в Талицком массиве. Изменение стадийное: от ильменита — «лейкоксена» — рутила до анатаза. Состав элементов-примесей в исходном ильмените и продуктах его преобразования (см. рис. 36, *б*) не претерпевает существенных изменений. В «лейкоксенах» возрастает лишь содержание Mo, Pb, Bi, W (элементов, характерных для рудного процесса).

Существенно иные закономерности отмечаются для ильменитов Юстыдского массива. Здесь ильменит преобразуется в рутил, минуя стадию «лейкоксенизации». При этом устанавливается резкое изменение содержания элементов-примесей от ильменита к рутилу в сторону значительного сокращения их количества (рис. 36, *в*).

Сфен является довольно широко распространенным акцессорным минералом. Образование ильменита или сфена в гранитах различных массивов, по мнению некоторых исследователей (Монич, 1957; Гогель, 1964, и др.), зависит от «насыщения» магмы известью. Ильменит характерен для малоизвестковых гранитов, а сфен типичен для пород, обогащенных CaO. Эти выводы согласуются с данными наших исследований (табл. 57).

Таблица 57

Зависимость видового состава минералов титана от содержания CaO в гранитах

Массив (месторождение)	Содержание CaO в гранитах, %	Минералы титана
Белокурихинский (Осокинское) . .	0,10—0,14	Ильменит
Белокурихинский (Осиновское) . .	1,65—2,24	Сфен
Атуркольский	0,8 —2,07	»

Сфен гранитов представлен довольно хорошо образованными кристаллами таблитчатого облика (приложение 10*а*). Из кристаллографических форм чаще всего присутствуют грани (100), (1001), (110), (102). Кристаллы почти изометричны, размер их колеблется от 0,1 до 0,2 *мм*, реже — 0,25 *мм*

в длину и 0,15 в поперечнике. Почти все кристаллы в той или иной степени деформированы и корродированы. Цвет сфена светло-желтый до желто-бурого. Минерал прозрачен до полупрозрачного. Довольно часто наблюдаются включения тонкодисперсного минерала черного цвета.

Сфен может служить геохимическим индикатором среды, являясь своего рода собирателем, принимающим в свою решетку большое количество элементов, в том числе редких, содержащихся в растворе (Надеждина, Юдина, Забавникова, 1963). На повышенное содержание редких земель в сфенах из гранитов Горного Алтая указывают В. В. Ляхович и Р. М. Баринский (1961). Так, для гранитов Майорского массива ими отмечается следующий состав редких земель (приведенный к 100):

La	4,3	Ce	17,8	Pr	5,9	Tb	1,9
Sm	12,4	Eu	1,2	Gd	11,4	Tu	1,6
Dy	10,5	Ho	2,2	Er	8,1	ΣTR_{Ce}	66,5
Yb	8,6	Lu	2,4	Nd	11,9	ΣTR_{Y}	34,5

Н. И. Забавникова (1957) отмечает, что в сфенах химический анализ обнаруживает около 20 элементов (если считать элементы редких земель за один), а спектральный фиксирует еще 6—7 элементов. Причем основными изоморфными примесями, почти всегда присутствующими в сфенах, являются Al, Fe, TR, Nb, F, H_2O и щелочи. Второстепенное значение имеют Ta, Sr, Mg, которые часто вовсе отсутствуют. Для акцессорного сфена кислых пород характерной примесью являются редкие земли.

Результаты спектрального анализа изученных нами сфенов из гранитов приведены в табл. 58, из которой видно, что наиболее обогащен элементами.

Таблица 58

Результаты спектрального анализа сфена

Элемент	Массив			Элемент	Массив		
	Белокурихинский	Атурколь-ский	Синюшин-ский		Белокурихинский	Атурколь-ский	Синюшин-ский
	214	191	30		214	191	30
Al	$5\cdot10^{-1}$	не опр.	2	Ge	$5\cdot10^{-4}$	—	—
Mg	$1\cdot10^{-1}$	»	$1\cdot10^{-1}$	Be	—	—	$1\cdot10^{-3}$
Fe	$7\cdot10^{-1}$	1	$1\cdot10^{-1}$	Ce	—	—	$1\cdot10^{-1}$
Mn	$8\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	La	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-1}$
V	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—	Y	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$
Mo	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	—	Yb	$1\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$
Cu	$1\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	—	Th	—	—	$3\cdot10^{-2}$
Pb	$5\cdot10^{-3}$	—	—	Zr	—	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$
Ag	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	—	Sr	$2\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-2}$
Bi	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	—	Ba	$5\cdot10^{-2}$	—	$5\cdot10^{-3}$
Sn	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	—	Nb	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$
Ga	$5\cdot10^{-4}$	—	—	Sc	—	—	$4\cdot10^{-3}$

примесями сфен из гранитов Белокурихинского массива. Характерными элементами в нем являются Mn, V, Bi, Sn, La, Y, Sr, Nb (сотые доли процента), Pb и Yb (тысячные), Mo, Cu, Ag, Ga (десятитысячные). В сфене гранитов Синюшинского массива наблюдается повышенное содержание редкоземельных элементов La, Y, Yb (десятые доли процента), появляются Ce ($1\cdot10^{-1}$), Be ($1\cdot10^{-3}$), Th ($3\cdot10^{-2}$), Sc ($4\cdot10^{-3}$). Следует отметить повышенное содержание в сфенах иттрия ($2\cdot10^{-2}$ — 1×10^{-1}) и лантана ($1\cdot10^{-2}$ — $5\cdot10^{-1}$). На постоянное присутствие в сфенах Y и La указывают С. Р. Нокколдс и Р. Л. Митчелл (1952), отмечающие,

что «замещение кальция титаном и лантаном в решетке титана происходит без труда, ибо существует соответствующее замещение Ti^{4+} железом (Fe^{3+}), хромом (Cr^{3+}) и т. д., уравновешивающее избыток зарядов».

Сфен по сравнению с ильменитом является еще более неустойчивым минералом и уже на первых этапах процесса грейзенизации полностью исчезает или же количество его резко сокращается. Отмечается «лейкоксенизация» сфена. Вопрос об изменении сфена и замещении его вторичными продуктами в процессе кислотного выщелачивания довольно широко освещен в литературе. Однако многие исследователи, указывая на резкое снижение содержания сфена при процессах грейзенизации гранитов, характер вторичных продуктов перекристаллизации сфена трактуют по-разному.

Г. Н. Гогель (1964) отмечает, что начальной стадией распада сфена является превращение его в «лейкоксен», который, согласно структурным анализам, принадлежит анатазу. Образование по сфену других титанистых минералов в процессе кислотного выщелачивания наблюдается очень редко. Ф. В. Чухров и Д. Б. Шлайн (1962) указывают, что сфен сильно изменяется даже при незначительном развитии процессов грейзенизации: «В грейзенах сфен не встречается, он замещается зернами рутилового минерала с подчиненным содержанием пирита, мусковита, флюорита и кварца; агрегаты таких новообразований сохраняют форму кристаллов сфена». В. В. Ляхович и В. И. Нонешникова (1960) пришли к выводу, что «сфен, лейкоксен и ильменорутил в грейзенах не встречаются, но появляются рутил, брукит и анатаз». И. Х. Хамрабаев (1958) отмечает, что сфен при грейзенизации исчезает, частично превращаясь в рутил. А. Х. Хасанов и Н. И. Кривощекова (1964) указывают, что в кислотной стадии постмагматических процессов сфен становится неустойчивым и, разлагаясь, переходит вначале в «лейкоксен», а затем в брукит. «Последний в дальнейшем преобразуется в рутил, который является наиболее устойчивой модификацией двуокиси титана».

Продукты «лейкоксенизации» сфена и ильменита. Несмотря на довольно значительное количество работ, посвященных характеристике «лейкоксена» (особенно гипергенного), существуют весьма противоречивые взгляды на его природу. Многие исследователи, придавая «лейкоксену» собирательное понятие, охватывающее все дисперсные минеральные ассоциации окислов титана, образующиеся при изменении первичных титановых минералов (ильменита, сфена и др.), расходятся в оценке роли, которую играет та или иная минеральная форма присутствующего титана — анатаз, рутил, брукит, а также аморфная фаза и примеси других минералов. Довольно подробно взгляды разных авторов на природу «лейкоксена» изложены в работах Е. Ф. Зив (1956), К. П. Янулова и И. В. Чулковой (1961), Е. Г. Куковского и Ю. В. Кононова (1962), А. Н. Жердевой и В. А. Абулевич (1964) и других авторов.

Имеющиеся работы касаются в основном «лейкоксена» гипергенного происхождения. Вместе с тем исследованиями последних лет достоверно установлено, что процесс «лейкоксенизации» протекает не только при гипергенных процессах, но и под влиянием автометаморфизма и гидротермальных изменений. На возможность образования «лейкоксена» при гидротермальном изменении сфена и ильменита указывали еще Теллер и Марсден (Tyler, Marsden, 1938), которые впервые провели рентгенографическое исследование «лейкоксена» и считали его микрокристаллической формой рутила, анатаза и брукита. И. И. Малышев (1957) указывает, что под влиянием гидротермального метаморфизма по титановым минералам иногда образуется «лейкоксен» либо непосредственно анатаз, брукит или рутил. А. Н. Жердева и В. К. Абулевич (1964), имея в виду генезис «лейкоксена», отмечают, что он может образовываться не только в гипергенных, но и в гипогенных условиях.

В целом «лейкоксен» может, очевидно, рассматриваться в качестве характерного продукта кислотной стадии выщелачивания постмагматических процессов, когда сфен и ильменит в связи с повышением кислородного потенциала становятся неустойчивыми.

Преобразование ильменита в процессе «лейкоксенизации» было освещено выше. «Лейкоксенизация» сфена происходит по тонким трещинкам и на поверхности кристаллов вплоть до образования полных псевдоморфоз «лейкоксена» по сфену (*приложение 10, б*). «Лейкоксен» представляет собой тонкозернистый агрегат, в котором при большом увеличении можно наблюдать мелкие иголочки рутила и кристаллы анатаза. С усилением степени грейзенизации гранитов в результате собирательной перекристаллизации происходит укрупнение зерен рутила и анатаза.

Рутил, образующийся по сфену, представлен обычно призматическими кристаллами красно-бурого цвета с вертикальной штриховкой на гранях призм. Иногда наблюдаются характерные сростки игольчатых кристаллов рутила в форме сагенита (*приложение 11,а*). Такой рутил характерен для альбитизированных гранитов из зон околотрещинных грейзенов Атуркольского массива. Нигрин здесь в незначительном количестве появляется только в грейзенизированных гранитах. Рутил красно-бурого цвета, наряду с нигрином, встречен и в грейзенизированных гранитах Белокурихинского массива (*Осиновское месторождение*).

Для Атуркольского массива устанавливается зависимость содержания той или иной формы рутила от степени окисления железа в породе. Так, в пробе № 194, где $\frac{Fe^{3+}}{Fe_{общ}} = 0{,}50$, зафиксирован только рутил красно-бурого цвета; в то же время в пробе № 195 при $\frac{Fe^{3+}}{Fe_{общ}} = 0{,}17$, наряду с аналогичным рутилом, отмечается и нигрин. Следует отметить, что зависимость свойств рутила (в частности, его окраски) от окислительно-восстановительных условий среды установлена экспериментально (Якшин, 1959; Вертушков и др., 1964).

Таблица 59

Значения межплоскостных расстояний ильменита и продуктов его изменения
(Белокурихинский массив, Осокинское месторождение)

Ильменит		Ильменит*		«Лейкоксен»		Ильменит*		Рутил*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
3	3,730	4	3,700	4	3,710	4	3,700		
2	3,330			5	3,230			9	3,242
10	2,740	10	2,740	8	2,720	10	2,740		
9	2,530	9	2,530	8	2,514	9	2,530	8	2,488
3	2,220	3	2,230	9	2,277			2	2,294
6	1,857	6	1,865	5	2,128			7	2,189
8	1,713	8	1,720	5	1,926			3	2,050
3	1,620	3	1,630	9	1,818	6	1,860		
7	1,502	7	1,504	4	1,714	8	1,720		
7	1,465	7	1,465	4	1,689			10	1,689
1	1,337	1	1,347	8	1,620	3	1,630	8	1,624
2	1,269	3	1,270	6	1,532			1	1,537
2	1,185	2	1,185	8	1,512	7	1,504		
2	1,118	2	1,111	5	1,478	7	1,465	3	1,482
3	1,073	3	1,069	7	1,376	2	1,375	6	1,362
				6	1,336			3	1,347

* По В. И. Михееву (1957).

Таблица 60

Значения межплоскостных расстояний ильменита и продуктов его изменения
(Синюшинский массив)

Ильменит		Ильменит*		Рутил*		«Лейкоксен»		Рутил*		Кварц*		Рутил		Рутил*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
3	3,700	4	3,700			2	3,330			10	3,340	8	3,240	9	3,240
10	3,230			9	3,242	8	3,230	9	3,240			7	2,490	8	2,488
10	2,760	10	2,740			4	2,470	8	2,480	5	2,450	7,18	2,180	7	2,189
8	2,560	9	2,530			2	2,280	2	2,290	5	2,280	2	2,040	3	2,052
1	2,230	3	2,230			3	2,160	7	2,180			10	1,680	10	1,689
6	1,859	6	1,865			2	2,040	3	2,050			8	1,622	8	1,624
7	1,723	8	1,720			10	1,680	10	1,680			3	1,476	3	1,482
9	1,685			10	1,689	5	1,613	8	1,624			4	1,453	4	1,453
6	1,504	7	1,504			2	1,470	3	1,482			5	1,358	6	1,362
7	1,466	7	1,465			3	1,447	4	1,453	4	1,450	3	1,345	3	1,347
1	1,342	1	1,347			6	1,358	6	1,358	1	1,352	2	1,170	2	1,169
2	1,190	2	1,185			2	1,339	3	1,347			2	1,147	2	1,149
2	1,118	2	1,111			2	1,176	2	1,169	7	1,177	4	1,095	4	1,093
2	1,076	3	1,069			2	1,147	2	1,149			2	1,082	2	1,082
						4	1,091	4	1,093			2	1,037	5	1,041
						3	1,081	2	1,082	1	1,089				
						5	1,041	5	1,041	5	1,042				
						2	1,036			7	1,037				

* По В. И. Михееву (1957).

Рутил черного цвета — нигрин, являющийся конечным продуктом «лейкоксенизации» ильменита в грейзенах, представлен одиночными, довольно крупными кристаллами (0,1—0,15 *мм*) короткопризматического облика с резкой вертикальной штриховкой на гранях призм (приложение 11, *б*).

В. К. Монич и Г. Н. Гогель отмечают, что «нигрин появляется в качестве спутника ильменита при самой слабой степени грейзенизации». По нашим данным, он устанавливается, в основном, в наиболее глубоко метаморфизованных породах.

Обе разновидности рутила резко различаются по магнитной восприимчивости: у красно-бурого рутила она обычно не проявляется, а у нигрина—повышенная. Это, видимо, связано с содержанием и формой вхождения Fe в рутил.

Для выяснения состава «лейкоксенов», образующихся при изменении ильменита и сфена в процессе грейзенизации, применены методы рентгенографии (Н. И. Зюзин) и инфракрасной спектроскопии (Д. К. Архипенко). Для съемки рентгенограмм был использован аппарат УРС-70 с кобальтовым излучением. Режим съемки: U=37 *кв*; I=10 *ма*; камера РКД с d=57,3 *мм*, обр. d = 0,5 *мм*, поправка по КС; экспозиция — 7—20 *ч*. Результаты рентгеновского исследования продуктов изменения титановых минералов приведены в табл. 59—63.

Таблица 61

Значения межплоскостных расстояний ильменита и продуктов его изменения
(Юстыдский массив)

Ильменат		Ильменит*		Рутил		Рутил*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
3	3,700	4	3,700	8	3,240	9	3,240
10	2,760	10	2,740	7	2,490	8	2,488
8	2,560	9	2,530	7	2,180	7	2,189
1	2,230	3	2,230	2	2,040	3	2,053
6	1,859	6	1,865	10	1,680	10	1,689
7	1,723	8	1,720	8	1,622	8	1,624
6	1,504	7	1,504	3	1,476	3	1,482
7	1,466	7	1,465	4	1,453	4	1,453
1	1,342	1	1,347	5	1,358	6	1,362
2	1,190	2	1,185	3	1,345	3	1,347
2	1,118	2	1,111	2	1,170	2	1,169
2	1,076	3	1,069	2	1,147	2	1,149
				4	1,095	4	1,093
				2	1,082	2	1,082
				2	1,037	5	1,041

* По В. И. Михееву (1957).

Спектры поглощения в инфракрасной области были получены на приборе UR-10 методом прессования исследуемого образца (~ 1 *мг/см*^{2}) со спектрально чистым KBr. В большинстве случаев фазы, выявленные рентгеновским методом, хорошо подтверждаются и спектрами поглощения в инфракрасной области, но в отдельных случаях метод инфракрасной спектроскопии позволяет выявить наличие дополнительных рентгеноаморфных компонентов, например аморфного или опаловидного кремнезема.

На рис. 37, *а, б, в, г* приведены последовательно спектры поглощения, соответствующие образцам с массивов: 1) Юстыдского (№ 401, 402); 2) Синюшинского (№ Cu-30, 2-А, 3-А); 3) Атуркольского (№ 191, 194, 195); 4) Белокурихинского (№ 214, 213, 212). На рис. 38 и табл. 64 приведены спектры поглощения эталонных минералов (по картотеке Менке), которыми отличают-

Таблица 62

Значения межплоскостных расстояний сфена и продуктов его изменения
(Белокурихинский массив, Осиновское месторождение)

Сфен		Сфен*		Лейкоксен		Сфен*		Рутил*		Кварц		Ильменит*		Рутил		Рутил*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	3,210	10	3,200	8	3,350					10	3,340			8	3,240	9	3,242
9	2,970	9	2,980														
10	2,590	10	2,590	10	3,240	10	3,200	9	3,242	—	—			7	2,490	8	2,488
3	2,269	7	2,260	7	2,980	9	2,980							7	2,180	7	2,189
4	2,050	6	2,050	5	2,850	5	2,850							2	2,040	3	2,053
5	1,701	6	1,693	10	2,720							10	2,740	10	1,622	10	1,689
7	1,640	7	1,630	8	2,590	10	2,590					9	2,530	8	1,680	10	1,624
7	1,555	6	1,553	2	2,290					5	2,285			3	1,476	3	1,482
6	1,497	7	1,488	4	2,230					4	2,231			4	1,453	4	1,452
8	1,419	9	1,410	3	2,120					5	2,129			5	1,358	6	1,362
6	1,345	5	1,343	5	2,040	6	2,050							3	1,345	3	1,347
5	1,306	5	1,302	3	1,986					4	1,975			2	1,170	1	1,169
5	1,272	5	1,274	2	1,926	2	1,932							2	1,147	2	1,149
3	1,228	2	1,225	5	1,860					9	1,813	6	1,860	4	1,095	4	1,093
5	1,133	5	1,131	6	1,714	15	1,734					8	1,720	2	1,082	2	1,082
5	1,109	5	1,106	10	1,680	6	1,693	10	1,689	5	1,668			2	1,037	5	1,041
2	1,079	2	1,074	6	1,648					2	1,656						
				7	1,620	7	1,630	8	1,624								
				8	1,503	7	1,488			9	1,539	7	1,500				
				8	1,361					8	1,376						
				4	1,226	2	1,225			5	1,225						

* По В. И. Михееву (1957).

Значения межплоскостных расстояний сфена и продуктов его изменения (Атуркольский массив)

Сфен		Сфен*		«Лейкоксен»		Сфен*		Рутил*		Анатаз*		Кварц*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	3,210	10	3,200	1	3,520					10	3,508		
9	2,970	9	2,980	8	3,370							10	3,340
10	2,590	10	2,590	9	3,250	10	3,200	9	3,242				
5	2,269	7	2,260	2	2,980	9	2,980						
4	2,050	6	2,050	2	2,580	10	2,590						
5	1,701	6	1,693	4	2,490			8	2,488			5	2,450
7	1,640	7	1,630	3	2,290	7	2,260	2	2,294			5	2,280
6	1,555	1	1,553	4	2,190			7	2,189				
6	1,495	7	1,488	2	2,140							5	2,123
9	1,419	9	1,410	3	2,050	6	2,050	3	2,053				
8	1,345	5	1,343	3	1,987							4	1,975
5	1,306	5	1,302	2	1,895			9	1,887	9	1,887		
5	1,273	5	1,274	3	1,818	2	1,801					9	1,813
5	1,223	2	1,225	10	1,689	6	1,693	10	1,689	6	1,696		
4	1,133	5	1,131	6	1,622	7	1,630	8	1,624	7	1,662	5	1,668
				5	1,541	6	1,553	1	1,537			9	1,539
				2	1,480	7	1,488	3	1,482				
				3	1,450			4	1,453	7	1,447	4	1,450
				2	1,376							9	1,372
				5	1,361			6	1,362	6	1,361		
				2	1,201							8	1,198
				2	1,176							7	1,178
				2	1,172			2	1,169	6	1,163		
				2	1,155			2	1,149			7	1,151
				4	1,095			4	1,093				
				4	1,083			2	1,082				
				3	1,046			5	1,041	5	1,040	6	1,046
				3	1,037							7	1,033
				2	1,028								

* По В. И. Михееву (1957)

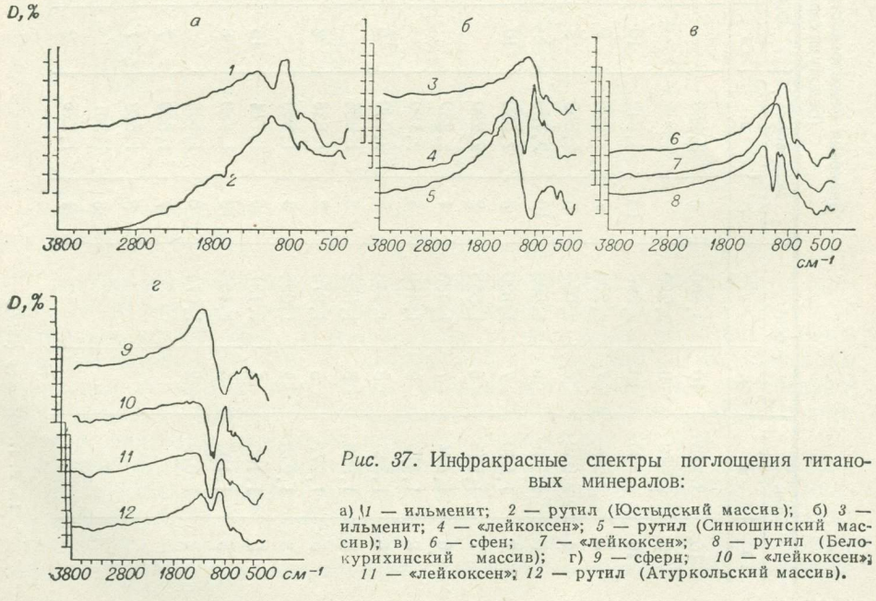


Рис. 37. Инфракрасные спектры поглощения титановых минералов:

а) *1* — ильменит; *2* — рутил (Юстыдский массив); б) *3* — ильменит; *4* — «лейкоксен»; *5* — рутил (Синюшинский массив); в) *6* — сфен; *7* — «лейкоксен»; *8* — рутил (Белокурихинский массив); г) *9* — сферн; *10* — «лейкоксен»; *11* — «лейкоксен»; *12* — рутил (Атуркольский массив).

Таблица 63

«Лейкоксен»		Рутил*		Анатаз*		Кварц*		Рутил		Рутил*	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
8	3,500			10	3,508			8	3,240	9	3,242
9	3,350					10	3,340	7	2,490	8	2,488
8	3,230	9	3,242					7	2,180	7	2,189
								2	2,040	3	2,053
6	2,490	8	2,488			5	2,450	10	1,680	10	1,689
6	2,190	7	2,189					8	1,622	8	1,624
8	1,889			9	1,887			3	1,476	3	1,482
2	1,807					9	1,823	4	1,453	4	1,453
								5	1,358	6	1,362
10	1,680	10	1,689	7	1,662			3	1,345	3	1,347
5	1,662	8	1,624					2	1,170	2	1,169
4	1,549	1	1,537			9	1,539	2	1,147	2	1,149
								4	1,095	4	1,093
								2	1,082	2	1,082
								2	1,037	5	1,041

ся исследованные минералы: сфен (титанит), рутил, анатаз, кварц, ильменит. Для определения различий в модификациях кремнезема, степени их окристаллизации и связанности с водой использовались результаты, описанные в работах Н. А. Севченко, В. Н. Флоринской (1956), Ханта и др. (Hunt, Wisherd, 1950).

Как видно из табл. 59—63, продукты преобразования ильменита и сфена имеют различный состав. «Лейкоксен» по ильмениту носит рутиловый характер. В нем устанавливаются также примесь исходного ильменита (реликты) и незначительное количество кварца. Неясной остается форма нахождения аморфного кварца, установленного методом ИКС в ильменитах Белокурихинского и Юстыдского массивов. В литературе высказываются предположения, что какая-то часть кремнезема может входить в кристаллическую решетку ильменита (Жердева, Абулевич, 1964).

В противоположность ильмениту в «лейкоксенах» по сфену

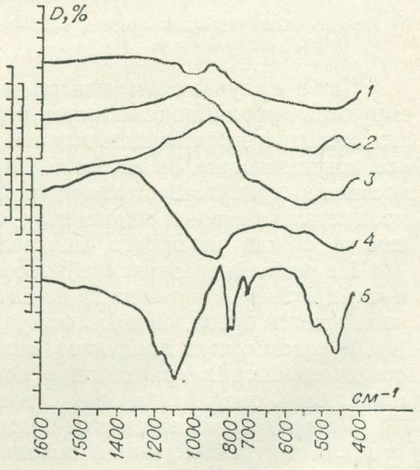


Рис. 38. Инфракрасные спектры поглощения эталонных минералов по картотеке Х. Менке:

1 — сфен; *2* — рутил; *3* — анатаз; *4* — кварц; *5* — ильменит.

обычно отчетливо фиксируется наличие как рутила, так и анатаза (Атуркольский массив). В количественном отношении (судя по рентгенографии) рутил преобладает над анатазом. При изменении сфена из гранитов Белокурихинского массива (Осиновское месторождение) образуется только рутиловый «лейкоксен», без анатаза.

Таблица 64

Эталонные значения волновых чисел по картотеке Менке

Минерал	Кристаллохимическая формула	Значение волновых чисел, $см^{-1}$
Сфен (титанит)	$CaTi[O][SiO_4]$	415, 440, 500, 570, 865, 960
Рутил	TiO_2	415, 525
Анатаз	TiO_2	460
Кварц	SiO_2	462, 512, 697, 780, 798, 1084, 1150, 1172
Ильменит	$FeTiO_3$	$\frac{445, 545}{\text{нигрин}}$, 690

Таблица 65

Состав продуктов «лейкоксенизации» титановых минералов

Массив	Исходный минерал	Фаза и состав «лейкоксенов»					
		аморфная	кристаллическая				
			ильменит	сфен	рутил	анатаз	кварц
Атуркольский	Сфен	+	—	+	++	+	+
	»	+	—	—	++	+	сл
Белокурихинский (Осиновское месторождение)	»	—	+	+	++	—	+
Синюшинский	Ильменит	++	—	—	++	—	сл

Примечание: «++» — много, «+» — есть, «сл» — следы, «—» — не установлено.

Как и в случае с ильменитом, в «лейкоксенах» по сфену постоянно фиксируются дифракционные линии реликтового минерала. Реликтовый характер последнего подтверждается тем, что в дальнейшем, с развитием степени «лейкоксенизации», он исчезает. Наряду с окислами титана в «лейкоксенах» постоянно присутствует кварц (в значительно больших количествах, чем в продуктах изменения ильменита), что обусловлено кремнекислотой, входящей в состав исходного минерала — сфена*.

На рентгенограммах «лейкоксенов» по сфену из Атуркольского массива и «лейкоксена» по ильмениту из Синюшинского массива у первичного пучка наблюдается ореол, свидетельствующий о наличии аморфной фазы.

В целом состав продуктов «лейкоксенизации» ильменитов и сфенов из позднегерцинских гранитоидов Горного Алтая в процессе грейзенизации может быть охарактеризован с помощью табл. 65 и 66.

Распределение элементов-примесей в сфене и продуктах его изменения (в процессе грейзенизации) поясняет табл. 67. Из нее видно, что наиболее обогащен элементами-примесями «лейкоксен». В нем наряду с реликтовыми

* В «лейкоксене» из Белокурихинского массива зафиксированы дифракционные линии вторичного ильменита.

Таблица 66

Результаты исследования ильменитов, сфенов и продуктов их изменения

Массив (месторождение)	№ пробы	Фазы, определенные рентгенографически	Фазы, определенные по данным ИКС
Белокурихинский (Осокинское)	100	Ильменит, следы кварца	Ильменит, аморфный кварц
	101	«Лейкоксен»: рутил, ильменит	«Лейкоксен»: ильменит, рутил
Юстыдский	401	Ильменит	Ильменит, аморфный кварц (незначительное количество)
	402	Рутил	Рутил, аморфное вещество невыясненной природы со значительным содержанием воды
Синюшинский	Си-30	Ильменит, рутил	Ильменит, рутил
	2-А	«Лейкоксен»: рутил, кварц	«Лейкоксен»: рутил, кварц. Нерасшифрована дополнительная полоса в области 920 $см^{-1}$
	3-А	Рутил	Рутил
Атуркольский	191	Сфен	Сфен
	194	«Лейкоксен»: сфен, рутил, анатаз, кварц	«Лейкоксен»: сфен, кварц, анатаз (?), рутил (?)
	195	«Лейкоксен»: рутил, анатаз, кварц	«Лейкоксен»: анатаз (?), рутил, опаловидный кварц
	195	Рутил	Рутил, кварц
Белокурихинский (Осиновское)	214	Сфен	Сфен
	213	«Лейкоксен»: сфен, рутил, кварц, ильменит	«Лейкоксен»: сфен, рутил (?), опаловидный кварц
	212	Рутил	Рутил

элементами сфена (Mn, V, Bi, Mo, La, Y, Yb, Nb) появляются характерные для грейзенового процесса рудные элементы W, Pb, Zn, Be. В то же время в рутиле по сравнению с «лейкоксеном» наблюдается вынос элементов Mo, Pb, Ag, Zn, Ga. Однако по содержанию основных элементов-примесей V, Mn, W, Sn, Be, La, Y, Yb, Nb рутил близок к «лейкоксену», что еще раз подтверждает происхождение его как конечного продукта «лейкоксенизации» сфена в процессе грейзенизации гранитов.

Магнетит. В процессе метасоматического преобразования гранитоидов магнетит становится неустойчивым и в зависимости от конкретной физико-химической обстановки растворяется или, в связи с окислением двухвалентного железа, преобразуется в мартит. В целом, общее содержание магнетита от неизмененных (исходных) пород к метасоматитам резко сокращается (табл. 68).

При грейзенизации гранитоидов наибольшие преобразования магнетита фиксируются в зонах околотрещинных грейзенов, сопровождающих кварцево-молибденито-вольфрамитовые жилы (особенно в кварцево-мусковитовых грейзенах). Здесь практически встречаются только глубоко марти-

тизированные разности магнетита, в которых магнетит сохраняется в центральных частях зерен в виде округлых ядер, чем и объясняются остаточные магнитные свойства этих образований.

В грейзенизированных гранитах был зафиксирован новообразованный магнетит в виде неправильных зерен и интерстициальных выделений (при-

Таблица 67

Содержание элементов-примесей в сфене и продуктах его изменения (Аткурольский массив), %

Элемент	Сфен	«Лейкоксен»	Рутил	Элемент	Сфен	«Лейкоксен»	Рутил
Mn	$4\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	Zn	—	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$
Ni	—	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	Sn	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—
Fe	1	$5\cdot10^{-1}$	—	Ga	—	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
V	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	1	Be	—	$8\cdot10^{-4}$	—
Cr	—	—	$3\cdot10^{-2}$	La	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$
Mo	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-3}$	Y	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$
W	—	$8\cdot10^{-3}$	—	Yb	$6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$
Cu	$8\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	Zr	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-4}$
Pb	—	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-4}$	Sr	—	$3\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-2}$
Ag	$1\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-4}$	—	Nb	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$
Bi	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	—	Hf	—	$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-2}$

Таблица 68

Содержание магнетита (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях позднегерцинского магматического комплекса Горного Алтая

Массив, рудопроявление		Минерал	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен		
				«двуслюдяной»	«мусковитовый»	Гранит		Кварцево-мусковитовый грейзен
						альбитизированный	грейзенизированный	
Аткурольский		Магнетит Мартит	6223 —			— 91,4	5,5	
Осиновское		То же	9011 38			— 65	—	
Белокурихинский	Батунковское	» »	1439 —			— 4,4	5,8 32,1	— 57
	Осокинское	» »	е. з. —		е. з. —	е. з. —	— е. з.	— е. з.
	р. Черновая	» »		55	271—32,3*			
Талицкий		» »	86 —	80 —	14,8 е. з.	63,4* е. з.		16,2 е. з.
Тоштузекский		» »	3,2 —	0,3 —	» —	— 13	— е. з.	
Юстыдский		» »	е. з. —			— е. з.		
Синюшинский		» »	4440		—	— 338,5	— е. з.	— е. з.

* В общую сумму содержания магнетита включен и титаномагнетит.

ложение 12). При дальнейшем развитии грейзенового процесса новообразованный магнетит, так же как и магнетит гранитов, растворяется и мартитизируется. Появление новообразованного магнетита обусловлено, очевидно, явлениями локального спада окислительного потенциала минералообразующей среды, возникающими на какой-то промежуточной стадии процесса минералообразования.

Появление новообразованного магнетита усложняет общую схему количественной эволюции акцессорного магнетита в процессе грейзенизации. При обычно значительном сокращении содержания магнетита в метасоматитах в этих случаях фиксируются метасоматические образования с повышенным количеством магнетита. Так, для грейзенов Бугузунского месторождения нами (Сотников, Никитина, 1963) были отмечены случаи, когда количество новообразованного магнетита во много раз превышало содержание первичного магнетита в исходных породах.

Резкое увеличение количества магнетита (благодаря выделению второй его генерации) отмечено также в некоторых разностях грейзенизированных гранитов Белокурихинского и Талицкого массивов. Вторая генерация магнетита, характеризующаяся большим содержанием титана (титаномагнетит), обычно сопровождается здесь ильменитом. Морфологически титаномагнетит представлен преимущественно таблитчатыми и реже неправильными зернами, для которых, по сравнению с магнетитом, характерна несколько пониженная магнитная восприимчивость.

Новообразованный магнетит из грейзенов, наряду с повышенным содержанием двуокиси титана (до титаномагнетита), характеризуется также

Таблица 69

Результаты химического анализа магнетитов и титаномагнетитов из гранитов и грейзеновых образований *

Вмещающая порода	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	$FeO+Fe_2O_3$	MnO	V_2O_5
Талицкий массив						
Гранит	4,18	67,95	24,51	92,46	0,55	0,57
Мусковитизированный гранит:						
«двуслюдяной»	2,76	67,63	25,22	92,85	0,60	0,25
«мусковитовый»	0,99	76,63	18,61	95,24	0,36	0,10
Альбитизированный гранит	5,39	69,36	21,41	90,77	0,49	0,26
Кварцево-мусковитовый грейзен	8,01	66,36	19,89	86,25	1,89	0,34
Белокурихинский массив						
Гранит	1,50	68,44	27,31	95,75	0,27	0,26
Мусковитизированный гранит:						
«двуслюдяной»	0,87	73,70	22,07	95,77	0,26	0,15
«мусковитовый»	5,82	66,96	20,22	87,18	0,81	0,21

* Анализ выполнен И. К. Кузнецовой (ИГГ СО АН СССР).

увеличением содержания MnO и уменьшением роли V_2O_5 (табл. 69). Обращают на себя внимание магнетиты из мусковитизированных гранитов, довольно резко выделяющихся по составу как среди магнетитов исходных гранитов, так и среди магнетитов грейзенов. Для этих магнетитов установлено максимальное содержание TiO_2, MnO, V_2O_5 и железа ($FeO + Fe_2O_3$) при резком увеличении относительной роли Fe_2O_3. Не исключено, что здесь мы имеем дело еще с одной разновидностью (генерацией?) магнетита. Однако этот вопрос требует дальнейших детальных исследований.

Таблица 70

Содержание элементов-примесей в магнетитах и титаномагнетитах по данным спектрального анализа*

Элемент	Талицкий массив				Белокурихинский массив		
	Гранит	Мусковитизированный гранит	Альбитизированный гранит	Кварцево-мусковитовый грейзен	Гранит	Мусковитизированный гранит	Грейзенизированный гранит
	Магнетит	Магнетит	Титаномагнетит	Титаномагнетит	Магнетит	Титаномагнетит	Титаномагнетит
Ni	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$
Co	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$
Cr	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Cu	$8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Pb	$8\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
Ag	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	—
Sn	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-1}$
Ge	—	—	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	—	—	—
Ga	—	—	—	—	$5\cdot10^{-4}$	—	—
Be	$6\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	сл	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$
Y	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	сл	сл
Yb	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$
Zr	—	—	сл	$2\cdot10^{-4}$	—	—	—
Nb	$9\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$
Bi	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$

* Аналитик — Л. Г. Изюмова (ИГГ СО АН СССР).

В магнетитах из грейзенов по сравнению с магнетитами гранитоидов повышается содержание олова, иттрия, ниобия и цинка (в отдельных пробах появляется висмут); в то же время в этом направлении несколько снижается роль свинца и кобальта (табл. 70).

Для жильного выполнения магнетит не характерен (Колыванское, Кок-Кульское, Калгутинское месторождения, Кабарзихинское рудопроявление). Наибольшее количество магнетита установлено в рудах Колыванского месторождения, где он встречается, в основном, в зальбандах кварцевых жил,

Таблица 71

Содержание турмалина (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях

	Масссив (месторождение)	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
					Гранит		Грейзен	
			«двуслюдяной»	«мусковитовый»	альбитизированный	грейзенизированный	кварцево-мусковитовый	мусковитовый
Белокурихинский	Атуркольский	—			263,1	2,8		
	Батунковское	е. з.			111	е. з.	е. з.	—
	Никольский уч-к	4,1			е. з.			
	Осиновское	е. з.			—	—	—	—
	Осокинское		е. з.	—	—	—		—
	р. Черновая		238	е. з.				
Талицкий	Синюшинский	е. з.			—		—	—
	уч-к г. Боровая	10				375		
	Каракольское	7,9	е. з.	»	е. з.		10	
	Казандинское			75,2	110,8	6,1		
	Мульчихинское	—			5,6	4,5		
	Тоштузекский	е. з.	41,3		811	1841—30600		
	Юстыдский	»		205,6				

образуя иногда крупные скопления (Спейт, Новоселов, 1938). Магнетит обычно находится в тесном срастании с кварцем, реже образует неправильные участки в кварце в ассоциации с другими рудными минералами. Среди рудных минералов магнетит является наиболее ранним (частыми являются и случаи замещения его вольфрамитом). По периферии зерна магнетита обычно содержат обильные, тонкие, тесно переплетающиеся иголочки гематита.

Единичные зерна магнетита зафиксированы в ранних (метаморфогенных) кварцевых прожилках Урзарсайского и Бугузунского месторождений.

Турмалин. Сведения о содержании турмалина в гранитах и их метасоматически измененных разностях приведены в табл. 71. Неизмененные разности гранитов характеризуются незначительным содержанием турмалина, не превышающим 10 *г/т*. Однако уже при проявлении площадной грейзенизации количество турмалина возрастает. Так, в «двуслюдяных» гранитах р. Черновая (Белокурихинский массив) он содержится в количестве 138 *г/т*, в пределах Талицкого массива (Мульчихинское месторождение) — до 75,16 *г/т* (в «мусковитизированных» гранитах), полностью отсутствуя в исходных породах. Максимальное содержание турмалина отмечается в альбитизированных и грейзенизированных гранитах зоны околотрещинных грейзенов.

Форма кристаллов турмалина в процессе метасоматоза обычно меняется. Так, турмалин гранитов Тоштузекского массива представлен неправильными зернами черного цвета (приложение 13, *а*) размером до 0,15 *мм*. В подчиненном количестве присутствует турмалин в кристаллах призматического габитуса ($l : h = 2 : 1; 3 : 1$). Эти кристаллы (см. приложение 13, *б*) представляют собой комбинацию призм $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ и пирамид $(10\bar{1}1)$, $(02\bar{2}1)$. Значительно реже (е.з.) встречаются кристаллы турмалина **длиннопризматического** облика с резкой вертикальной штриховкой на гранях призм, бурого цвета. У неполных кристаллов $l = 0{,}3$—$0{,}4$, $h = 0{,}1$ *мм*. Кристаллы искривлены, корродированы, часто содержат включения апатита (см. приложение 13, *в*).

В мусковитизированных гранитах в подчиненном количестве сохраняются корродированные зерна турмалина черного цвета (аналогичного черному турмалину исходных пород). Основная же масса турмалина здесь резко отличается как по форме кристаллов, так и по цвету. Характерны крупные ($l = 0{,}3$—$0{,}4$, $h = 0{,}1$ *мм*), хорошо образованные кристаллы бурого цвета с ровными блестящими гранями, представляющие собой комбинацию призм $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ и пирамид $(10\bar{1}1)$, $(02\bar{2}1)$. Сохранность кристаллов хорошая (приложение 14, *а*).

В ходе постмагматического изменения гранитов этот турмалин растворяется, и в альбитизированных гранитах появляется новая его разновидность, представленная крупными (0,2—0,25 *мм*) неправильными зернами зеленовато- и голубовато-бурого цвета. Реже встречаются обломки кристаллов с резкой штриховкой на гранях (см. приложение 14, *б*).

В грейзенизированных гранитах количество турмалина резко увеличивается. Наблюдается постепенное растворение турмалина альбитизированных гранитов и появление новой разновидности турмалина (см. приложение 14, *в*). В процессе метасоматоза закономерно меняется цвет турмалина в сторону посветления окраски: черная → темно-бурая → зеленовато-синяя → красно-бурая → буро-зеленая, что связано с постепенным ослаблением роли железа в процессе метасоматоза. Различные же оттенки турмалина определяются, в основном, соотношением закисного и окисного железа, при постепенно возрастающей роли Fe^{3+}.

В грейзенах Казандинского месторождения отмечено появление турмалина светло-бурого цвета с розоватым оттенком (представлен неправиль-

ными зернами и лучистыми скоплениями). Розовый оттенок турмалина, видимо, вызван возросшей ролью марганца в его составе по сравнению с турмалином гранитов.

Разнообразные типы турмалинов отмечены в исходных и грейзенизированных породах Бугузунского месторождения.

В неизмененных гнейсогранитах турмалин представлен тремя морфологическими типами.

1. Крупные (l = 0,5 — 1 *мм*; h = 0,2 — 0,35 *мм*; $l : h$ = 3 : 1 и 4 : 1) призматические кристаллы бурого и темно-бурого цвета (приложение 15, *а*). Грани кристаллов без штриховки. Встречаются кристаллы с корродированными гранями. Крупные кристаллы полупрозрачны, с уменьшением размеров прозрачность увеличивается. В крупных кристаллах турмалина встречаются включения зерен апатита. Иногда на них нарастают мелкие кристаллы турмалина других разновидностей.

2. Параллельные сростки и лучистые скопления призматических кристаллов буровато-зеленого цвета, редко — изолированные кристаллы с резкой штриховкой на гранях (см. приложение 15, *б*). В тонких сколах минерал прозрачен и имеет желтовато-зеленую окраску. Для минерала часто характерен неровный, занозистый излом.

3. Тонкозернистые агрегаты, игольчатые и лучистые скопления светло-голубовато-зеленого цвета (см. приложение 15, *в*). Минерал прозрачен.

В количественном отношении первая разновидность турмалина резко преобладает над второй и третьей.

Для грейзенизированных пород характерен турмалин двух морфологических типов. Наиболее развит турмалин, представленный крупными (до 0,75 *мм*) изометричного облика зернами черного (шерл) цвета (приложение 16, *а*). Минерал непрозрачен. В подчиненном количестве встречаются хорошо образованные призматические кристаллы (см. приложение 16, *б*), по своим морфологическим особенностям аналогичные турмалину первого типа неизмененных гнейсогранитов. Грани кристаллов четкие, без следов коррозии, лишь иногда наблюдается слабое растворение вершинок. Размеры кристаллов меньше, чем у турмалина первой разновидности из гнейсогранитов (l = 0,25—0,5 *мм*; h = 0,13—0,02 *мм*; $l : h$ = 3 : 1 и 4 : 1). Цвет светло-бурый. Минерал прозрачен.

В отличие от двух первых групп пород, характеризующихся присутствием нескольких морфологических типов турмалина, в кварцево-мусковитовых грейзенах отмечается одна разновидность турмалина, резко отличающаяся от вышеописанных. Турмалин грейзенов (приложение 17) представлен кристаллами призматического облика (l = 0,4—0,7 *мм*; h = 0,15—

Таблица 72

Результаты спектрально-силикатного анализа турмалина

№ пробы	SiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	TiO_2	MgO	CaO	MnO	B*
Тоштузекский массив								
83	42,16	33,40	19,68	0,44	1,12	0,65	0,05	2,50
173	40,99	30,37	19,05	0,36	1,28	0,54	0,09	3,14
181	40,77	32,16	18,99	0,92	1,27	0,75	0,19	2,50
186	43,54	30,95	11,90	0,76	5,93	1,74	0,02	3,46
Белокурихинский массив								
354	41,35	32,30	15,08	1,16	4,19	0,66	0,39	2,88

* Определен методом количественного спектрального анализа (В. И. Симонова, ИГГ СО АН СССР).

Таблица 73

Результаты спектрального анализа турмалина

Элемент	Тоштуекский массив					Белокурихинский массив	
	91	83	173	181	186	354	349
Ni	$2\cdot10^{-2}$	сл	$3\cdot10^{-4}$	—	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	—
Co	$5\cdot10^{-3}$	—	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	—
Ti	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	—	$2\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$
V	$5\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
Cr	$8\cdot10^{-2}$	—	—	—	$8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	сл
Cu	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$
Pb	$1\cdot10^{-3}$	сл	—	—	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	—
Bi	$8\cdot10^{-4}$	—	—	—	$8\cdot10^{-4}$	—	$8\cdot10^{-4}$
Zn	—	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
Sn	$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
Ge	—	$3\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—
Ga	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$
Be	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Li	—	$3\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	—	—	—	—
Y	$3\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	—
Yr	$1\cdot10^{-4}$	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	сл
Zr	$2\cdot10^{-1}$	—	$4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$
Nb	$8\cdot10^{-2}$	—	—	$1\cdot10^{-3}$	сл	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
Sc	$2\cdot10^{-3}$	—	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-3}$

0,2 *мм*), иногда изолированными, но чаще в параллельных или лучистых скоплениях; нередко мелкостолбчатый, с веерообразным расположением кристаллов. На гранях призм одиночных кристаллов — резко выраженная вертикальная штриховка. Грани кристаллов корродированы. Минерал светло-бурого цвета, полупрозрачный до непрозрачного в кристаллах. В тонких сколах турмалин прозрачен и имеет зеленовато-бурую окраску. В шлифах турмалин от желтовато-коричневого до зеленого цвета с плеохроизмом от темно-зеленого или коричневого по *Np* до зеленоватого или светло-коричневого по *Ng*. Встречаются зонарные зерна с более светлоокрашенной каемкой по периферии. Отмечается приуроченность турмалина к реликтам серицитизированного плагиоклаза. Турмалин встречается и вдоль трещинок среди кварца, местами он как бы цементирует подробленный кварц. Иногда отдельные зерна или агрегаты турмалина подроблены и сцементированы мелкозернистым кварцем.

Исследованные разновидности турмалина были проанализированы на SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, MgO, CaO, MnO методом спектрально-силикатного анализа (Е. А. Берман, СНИИГГИМС) с точностью ± 10% (табл. 72).

По составу главных минералообразующих компонентов турмалин можно отнести к шерловому типу. Характерно, что от гранитов к грейзенам роль железа в нем снижается (от 19,68 в турмалине гранитов до 11,9% в турмалине грейзенов). В этом же направлении, в основном, несколько повышается содержание марганца.

Результаты спектрального анализа турмалинов приведены в табл. 73. Представляет интерес наличие в турмалинах Y и Yb, которые исключительно редко отмечались ранее в этом минерале (Сливко, 1959). Результаты оптического исследования турмалина из гранитов и грейзеновых образований приведены в табл. 74.

Турмалин обычен и как минерал жильного выполнения. Наибольшие его количества зафиксированы в рудах Мульчихинского, Бугузунского, Александровского и Чернухинского месторождений, где, наряду с существенной примесью в кварцевых жилах, он встречается в виде самостоятельных жилок и прожилков. По отношению к рудным минералам турмалин

Таблица 74

Оптические константы турмалинов из гранитов и их метасоматически измененных разностей

Вмещающая порода	Окраска турмалина в шлифах	Среднее из трех измерений			$FeO + Fe_2O_3$
		No	*Ne*	*No—Ne*	
Талицкий массив					
Гранит	Темно-синий	1,685	1,656	0,029	19,68
Тоштузекский массив					
Гранит	Коричневый	1,681	1,654	0,027	
»	Светло-коричневый	1,679	1,652	0,027	19,05
»	Темно-зеленый	1,660	1,632	0,028	
Гранит альбитизированный	Темно-зеленый	1,653	1,626	0,027	
Гранит грейзенизированный	Темно-зелено-голубой	1,657	1,629	0,028	
»	»	1,660	1,632	0,028	
»	Зелено-голубой	1,660	1,632	0,028	18,99
»	Зелено-голубой до слабо-розового	1,660	1,631	0,029	
Грейзен	Зелено-голубой до розового	1,648	1,621	0,027	11,90
»	Зеленый	1,660	1,630	0,030	

обычно является более ранним образованием. Вместе с тем иногда отмечаются случаи приуроченности турмалина к спайности вольфрамита (Мульчихинское) и мелкие турмалиновые прожилки, пересекающие кристаллы вольфрамита (Калгутинское, Бугузунское месторождения).

В несколько меньшем количестве турмалин устанавливается в жилах месторождений эндоконтактовых зон, например Токаревского, Верхнеслюдянского и др. Однако основная часть турмалина на этих месторождениях сосредоточена в интенсивно турмалинизированных роговиках, вмещающих кварцевые жилы (турмалин здесь развивается преимущественно по биотиту).

Таблица 75

Содержание флюорита (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях

Массив	Месторождение	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
			«двуслюдяной»	«мусковитовый»	альбитизированный гранит	грейзенизированный гранит	Грейзен	
							кварцево-мусковитовый	мусковитовый
Белокурихинский	Батунковское	4,6			163	330	354	
	Никольский уч-к	е. з.			—			
	Осиновское	66			4967	3600	774	
Синюшинский		160			597		4639,6	3584,4
Талицкий	Каракольское	е. з.	—	—	е. з.		280,3	
	Мульчихинское	е. з.			»	е. з.		
Тоштузекский		31,25	е. з.	487,3	767,2	81		
Юстыдский		21—46,2	»			55	2467	

Флюорит является характерным минералом как жильного выполнения, так и метасоматически измененных пород (табл. 75). Образование флюорита в процессе грейзенизации гранитов обычно связано с замещением кальцийсодержащих минералов (полевых шпатов, апатита, биотита, сфена и др.), поэтому «кальций является элементом, лимитирующим количество флюорита в породе» (Щерба и др., 1964). На участке Осокинского месторождения, где граниты и их измененные разности характеризуются чрезвычайно низким содержанием CaO (до 0,14%), флюорит практически отсутствует. В то же время в метасоматитах Осокинского месторождения (того же Белокурихинского массива), при содержании в породах до 2,24% CaO, зафиксировано до 4967 *г/т* флюорита. Проследить эволюцию кристаллографических форм флюорита в процессе грейзенизации гранитов довольно трудно из-за отсутствия его хорошо ограненных кристаллов. Но флюорит метасоматически измененных пород обнаруживает явную тенденцию к образованию октаэдрических кристаллов. В метасоматитах Тоштузекского массива зафиксирован бесцветный «интерстициальный» флюорит. Обычна зонарная окраска флюорита (бесцветные зоны, слабо-фиолетовые до темно-фиолетовых). Иногда окрашивающий материал распределен неравномерно или локализуется в виде ореолов вокруг механических включений во флюорите.

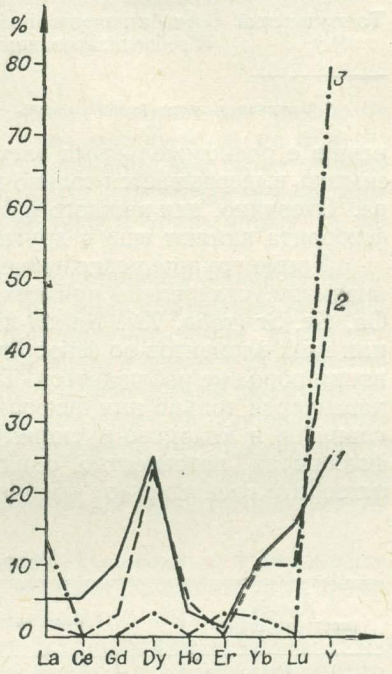


Рис. 39. Изменение содержания редких земель во флюоритах в процессе грейзенизации:

1 — граниты; *2* — грейзенизированные граниты; *3* — кварцево-мусковитовые грейзены.

Флюорит относится к числу комплексных минералов, способных включать в свою решетку редкоземельные элементы как цериевой, так и иттриевой группы. Несмотря на комплексный характер редких земель во флюоритах, все они отмечаются отчетливыми максимумами на Y, относительная роль которого возрастает во флюорите метасоматически измененных пород по сравнению с флюоритом гранитов (рис. 39, табл. 76). Относительное увеличение роли Y в комплексе редких земель во флюорите кварцево-мусковитовых грейзенов, видимо, отвечает максимальной кислотности послемагматических растворов на этом этапе.

Наблюдается отчетливое снижение концентрации редкоземельных элементов во флюорите от гранитов к их метасоматически измененным разностям.

Непостоянство состава флюоритов различных генераций сказывается в определенной мере и на изменении их удельного веса. Флюориты слабоизмененных гранитов, характеризующиеся повышенным содержанием $\Sigma TR + Y$, отличаются и несколько повышенными значениями удельного веса по сравнению с флюоритами грейзенов (табл. 77). Флюориты грейзенов, отличающиеся несколько пониженным суммарным содержанием редких земель, имеют и меньший удельный вес. Это объясняется, вероятно, не только снижением суммарного содержания в них редких земель, но и увеличением относительной роли Y, атомный вес которого равен 88,9, т. е. меньше по срав-

Содержание и состав редких земель во флюорите гранит

Массив	Вмещающая порода	ΣTR+Y,%	La	Ce
Юстыдский	Гранит	1,496	6,6	40,0
	Грейзенизированный гранит	0,574	3,4	3,4
	Грейзен	0,167	2,9	—
Тоштузекский	Гранит	0,198	5,0	5,0
	Альбитизированный гранит	0,208	1,4	—
	Грейзенизированный гранит	0,038	13,2	—

* Включен в сумму редких земель.

нению с редкоземельными элементами цериевой группы. Однако эта зависимость выдерживается только для флюоритов, взятых из пород одного массива. Очевидно, для каждого массива, наряду с ΣTR + Y, на удельный вес флюорита влияют еще и другие факторы.

Кроме группы редкоземельных элементов, во флюоритах спектральным анализом установлены примеси Mn, Ti, V, Cu, Pb, Ag, Bi, Zn, Sn, Mo, Ge, Ga, Be, Sr (табл. 78). Какой-либо закономерности в изменении концентрации этих элементов во флюоритах в процессе метасоматического преобразования пород не наблюдается. Тем не менее следует отметить, что молибден характерен только для флюоритов измененных пород (грейзенизированных гранитов и кварцево-мусковитовых грейзенов). Бериллий присутствует во флюоритах повсеместно, однако содержание его несколько повышается во флюорите грейзенов (от тысячных долей процента до сотых). Олово, герма-

Таблица 77

Удельные веса флюоритов

Массив (месторождение)	Вмещающая порода	№ пробы	Удельный вес	Средний удельный вес	Среднее содержание TR+Y
Юстыдский	Грейзенизированный гранит	402	3,121	3,136	0,5740
		402	3,151		
	Грейзен	404	3,141	3,125	0,1673
		404	3,122		
		404	3,125		
		404	3,125		
Синюшинский	Альбитизированный гранит	2	3,231	3,233	0,0801
		2	3,274		
		2	3,230		
		2	3,198		
	Мусковитовый грейзен	3	3,238	3,197	0,0200
		3	3,173		
		3	3,181		
Талицкий (Слюдянское)	Диорит	94	3,175	3,175	
	Турмалинизированный диорит	295	3,154	3,154	
Талицкий (Казандинское)	Мусковитизированный гранит				
	Окварцованный мусковитизированный гранит	374	3,175	3,175	
	Грейзен	373	3,162	3,162	
		07	3,164	3,164	

Таблица 76

ов и метасоматических образований (ΣTR+Y = 100%)

Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y*
5,4	6,6	1,3	4,1	2,1	0,5	33,4
5,3	13,9	1,8	13,9	5,3	0,7	52,3
11,7	11,7	3,5	5,8	5,88	0,2	58,4
10,0	25,0	3,0	1,0	10,0	15,0	26
3,0	24,0	3,8	0,48	9,6	9,6	48
—	2,8	—	2,8	2,2	—	79,0

ний, галлий и висмут встречаются спорадически — лишь во флюорите Юстыдского, Тоштузекского и Белокурихинского массивов—и не отмечены во флюорите Синюшинского и Талицкого массивов. Марганец и титан присутствуют почти во всех изученных флюоритах от сотых долей процента до тысячных; ванадий, медь, свинец и серебро— от тысячных до десятитысячных.

Согласно А. И. Александрову, в жильном выполнении флюорит обычно присутствует в рудах тех месторождений, где роль турмалина незначительна. Здесь прежде всего можно назвать такие месторождения, как Белорецкое и Калгутинское, для которых турмалин является минералогической редкостью. В то же время на Мульчихинском и Бугузунском месторождениях с широко проявленной турмалиновой минерализацией флюорит устанавливается редко. Некоторым исключением является Верхнеслюдянское месторождение с повышенной ролью как турмалина, так и флюорита. Однако здесь эти два минерала являются производными двух разных стадий минерализации.

Флюорит является проходящим минералом. Максимальная концентрация его обычно фиксируется или в ранний период метасоматического преобразования пород, или в поздних существенно флюоритовых жилах.

Гранат. Присутствие граната в изверженных породах всегда вызывало большой интерес в связи с дискуссионностью вопроса о возможном образовании его как магматического минерала. По мнению В. Н. Лодочникова, гранаты в гранитах не могут быть первичными минералами, а являются чуждыми первоначальной магме эндоконтактовыми образованиями. Однако с недавних пор исследователями (Соболев и др., 1951; Костюк и др., 1958; Крылов, 1960) подчеркивается возможность первичного магматического образования граната.

Полученные нами данные о содержании граната в гранитах и метасоматических образованиях приведены в табл. 79, из которой видна незначительная роль граната — как акцессорного минерала — в неизмененных гранитах. Повышенные его количества зафиксированы лишь в гранитах Талицкого массива, где пробы взяты непосредственно вблизи рудопроявлений, а поэтому не исключено влияние постмагматических процессов.

В процессе грейзенизации гранитов содержание граната резко увеличивается, достигая максимальных значений в «мусковитовых» гранитах.

Среди изученных гранатов по морфологическим особенностям можно выделить две разновидности.

1. Неправильные зерна желто-зеленого и винно-желтого цвета, характеризующиеся довольно большими размерами (0,2—0,25 *мм*). Минерал прозрачен. Такой гранат характерен для альбитизированных гранитов зоны околотрещинных грейзенов Атуркольского массива. Следует отметить, что в

Результаты спектрально

Элемент	Юстыдский массив			Тоштузекский массив			Синюшинский массив				Та	
											Карако	
	гранит	грейзенизированный гранит	грейзен	гранит	альбитизированный гранит	грейзенизированный гранит	гранит	альбитизированный гранит	кварцево-мусковитовый грейзен	мусковитовый грейзен	гранит	
Mn	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-2}$	
Ti	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	
V	—	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	—	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	—	
Mo	—	—	$3\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cu	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	—	
Pb	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	—	
Ag	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-4}$	—	
Bi	—	—	$1\cdot10^{-4}$	—	—	$1\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	
Zn	$2\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	—	
Sn	$3\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	
Ga	$8\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	—	—	$8\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	
Cd	$1\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-4}$	—	—	$1\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	$3\cdot10^{-3}$	
Sr	—	—	—	—	$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—	
Ce	$6\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-2}$	—	—	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	—	—	—	
La	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	—	
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gd	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	
Dy	$1\cdot10^{-1}$	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	
Ho	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	
Er	$6\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	
Yb	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	
Lu	$6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	$3\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	
Y	$5\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	

районе этого массива на контакте гранитов с известняками широко проявлено скарнирование, причем гранат скарнов аналогичен акцессорному гранату альбитизированных гранитов.

2. В Белокурихинском, Талицком, Синюшинском и Юстыдском массивах встречается гранат иного типа.

а) Неправильные выделения (приложение 18, *а*), реже — плохо образованные кристаллы розового цвета, прозрачные. Крупные зерна часто не-

Таблица 79

Содержание граната (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях

Массив	Месторождение	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
					альбитизированный гранит	грейзенизированный гранит	Грейзен	
			«двуслюдяной»	«мусковитовый»			кварцево-мусковитовый	мусковитовый
Атуркольский		—			238,2	2,8		
	Батунковское	е.з.			—	е.з.	е.з.	—
Белокурихинский	уч-к Никольский	»			—			
	Осокинское	—	67,69	43,24	е.з.			—
Синюшинский		е.з.			—		—	—
	уч-к г. Боровая	340		10558				
	Казандинское	170	350,0	593				
Талицкий	Каракольское	12,6	530,5	368	21,14		5,25	
	Мульчихинское	146			9,4	25		
Юстыдский		е.з.				е.з.		

Таблица 78

го анализа флюоритов

лицкий м-в, месторождения			Белокурихинский м-в, месторождения					
льское	Казандинское		Батунковское			Осиновское		
грейзен	слабо грейзенизированный гранит	грейзенизированный гранит	грейзен	гранодиорит	грейзенизированный гранодиорит	кварцево-мусковитовый грейзен	слабо грейзенизированный гранит	грейзенизированный гранит	кварцево-мусковитовый грейзен
$2\cdot10^{-2}$	—	—	—	$8\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	—	—	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	—
$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	—	$3\cdot10^{-4}$		$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	—
$2\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$
$5\cdot10^{-4}$	—	—	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$
—	—	—	$1\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-4}$	—	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$
—	—	—	—	$8\cdot10^{-1}$	—	—	—	$2\cdot10^{-3}$	—
$1\cdot10^{-2}$	—	—	$1\cdot10^{-2}$	—	—	—	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
—	—	—	—	—	—	$1\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-4}$	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—
—	—	—	—	—	—	—	$8\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$
—	$2\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—	—	—
$8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	—	—
—	—	—	—	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	—	—	$1\cdot10^{-4}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	$2\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	—	—	$2\cdot10^{-3}$
$1\cdot10^{-4}$	—	—	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$

сут отпечатки других кристаллов. Изредка в гранате отмечаются включения, представленные, в основном, кварцем, реже — рудными минералами. Иногда по трещинам в зернах граната развиваются серицит и хлорит. Гранат этого типа характерен, главным образом, для гранитов, слабо затронутых процессами грейзенизации. В более измененных разностях мусковитизированных гранитов гранат характеризуется обилием беспорядочно расположенных включений мелких чешуек мусковита. Местами гранат подвергается вторичным изменениям с развитием серицита. В связи с этим цвет его меняется до желтовато-розового и теряется прозрачность.

б) Хорошо ограненные кристаллы размером 0,1—0,25 *мм* (см. приложение 18, *б*). Самые мелкие кристаллы нередко идеально ограничены гранями тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра, но большинство их обнаруживает сильно развитые грани (211), часто покрытые штриховкой. Хорошо ограненные кристаллы граната отмечены в мусковитизированных гранитах Каракольского месторождения.

Рентгенографическое исследование гранатов (выполнено Н. И. Зюзиным) показало, что во всех случаях они представлены альмандиновой разностью (табл. 80). Исключение составляет гранат из метасоматических образований Атуркольского массива, рентгенограмма которого соответствует гроссуляру (табл. 81). Гроссуляром представлен и гранат из скарновых образований в эндоконтакте этого массива. Результаты рентгенографического исследования гранатов подтверждены методом ИКС (рис. 40, *а, б*).

По данным химических (табл. 82) и количественных спектральных анализов (табл. 83), гранаты соответствуют альмандин-спессартину* и, в основ-

* Гроссуляр не анализирован.

ном, близки к гранатам лейкократовых гранитов Актауского интрузива (Кулик, 1962), несколько отличаясь от них более повышенным содержанием MnO и пониженным — FeO. Резкое снижение содержания MnO в гранате 07^2 (Казандинское месторождение) обусловлено значительной мусковитизацией граната. Рентгенографически это выражается в появлении дифракционных линий, характерных для мусковита (см. табл. 80). В то же время инфракрасные спектры поглощения граната (см. рис. 40, *б*) завуалированы в области 650—800 $см^{-1}$ из-за присутствия мусковита, и в области 3400—3800 $см^{-1}$ отчетливо фиксируется присутствие в гранате гидроксильной группы OH.

Поскольку наличие мусковита в изученных гранатах из грейзенов не вызывало сомнения, избыток щелочей и соответствующие им количества

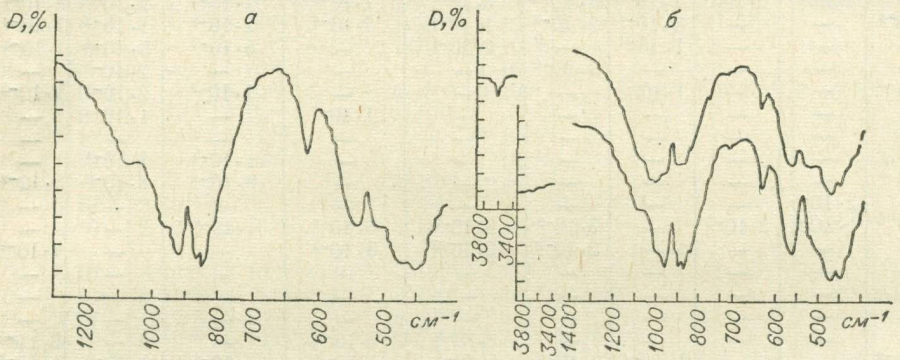


Рис. 40. Инфракрасные спектры поглощения гранатов:

а — гроссуляр из гранитов Атуркольского массива; *б* — альмандин из кварцево-мусковитовых грейзенов района Казандинского месторождения (07^1; 07^2).

SiO_2, Al_2O_3 и H_2O, необходимые для образования мусковита, были исключены из химического анализа гранатов (табл. 84 и 85) и пересчитаны согласно формуле мусковита. Как видно из табл. 84, примесь мусковита в гранате 07^1 составила 2,39% и значительно возросла в гранате 07^2 (до 19,91%).

Вызывает интерес повышенное количество H_2O в гранатах из грейзенов (даже после вычитания соответствующих количеств мусковита). Такое повышенное количество воды является необычным для альмандин-спессартиновой группы гранатов, что заставляет нас высказать предположение о возможной гидратации гранатов в процессе метасоматоза, тем более, что гранаты из грейзенов характеризуются несколько пониженными значениями параметра элементарной ячейки, что характерно для гидрогранатов. Но это положение требует проверки, так как гидроальмандин-спессартин в природе пока не установлен.

Гранаты характеризуются значительным количеством элементов-примесей (табл. 86). Одной из характерных особенностей их является постоянное присутствие иттрия, который отмечается здесь от десятых до сотых и реже — тысячных долей процента. На частую встречаемость иттрия в марганцевых гранатах (спессартинах) указывает Г. В. Джафф (1952), объясняя это явлениями изоморфизма между Y^{3+} и Mn^{2+} по схеме $Y^{3+}+Al^{3+}\rightarrow Mn^{2+}+Si^{4+}$.

Показатели преломления гранатов, измеренные в фосфорных жидкостях при натровом свете, равны для неизмененного альмандина 1,784—1,786 $\pm$ $\pm$0,003 и для гроссуляра 1,754 $\pm$ 0,002. Мусковитизированный альмандин (07^2) тоже имеет показатель 1,754 $\pm$ 0,002.

Удельный вес альмандинов колеблется в пределах 3,84—4,207; у гроссуляра он равен 3,24, у неизмененного альмандина — 3,574. Такие значи-

Таблица 80

Рентгенограмма гранатов альмандинового состава

327[1]		327[2]		328		07[1]		07[2]		04		03		02		hkl	Гранат альмандин*	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d		I	d
								2	10,100**									
4	2,890	5	2,890	4	2,890	5	2,890	5	2,890	5	2,880	5	2,890	4	2,890	400	5	2,880
10	2,580	10	2,580	10	2,580	10	2,580	10	2,580	10	2,580	10	2,580	10	2,580	420	10	2,580
2	2,360	2	2,350	2	2,350	2	2,350	2	2,350	2	2,360	3	2,350	3	2,340	422	2	2,350
2	2,250	2	2,250	2	2,250	2	2,250	2	2,250	2	2,250	3	2,240	3	2,250	510	2	2,260
3	2,090	—	—	3	2,100	2	2,090	—	—	3	2,090	4	2,100	4	2,100	521	2	2,110
—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,096	—	—	—	—	—	—	611	—	—
4	1,870	4	1,864	5	1,870	5	1,867	4	1,864	6	1,864	6	1,867	6	1,870	532	5	1,872
5	1,661	4	1,661	4	1,661	4	1,661	4	1,661	4	1,658	3	1,661	4	1,661	444	4	1,665
4	1,596	6	1,596	6	1,596	5	1,596	6	1,596	7	1,598	8	1,596	8	1,596	640	6	1,600
6	1,537	8	1,541	8	1,541	8	1,537	8	1,541	10	1,537	10	1,537	10	1,537	642	8	1,542
8	1,443	2	1,440	2	1,443	2	1,440	2	1,440	1	1,440	2	1,443	2	1,441	800	2	1,442
2	1,292	—	—	4	1,290	4	1,292	—	—	2	1,290	2	1,289	2	1,290	840	4	1,290
3	1,258	5	1,260	6	1,260	6	1,260	5	1,260	4	1,256	7	1,258	7	1,260	842	6	1,259
3	1,232	2	1,230	2	1,232	5	1,232	2	1,230	2	1,230	1	1,230	1	1,232	664	1	1,244
																1040		
8	1,074	7	1,073	8	1,074	6	1,073	7	1,073	6	1,073	8	1,074	8	1,074	864	7	1,071
6	1,055	7	1,055	6	1,054	5	1,054	7	1,054	5	1,054	7	1,054	7	1,055	1042	6	1,053
6	1,023	7	1,023	6	1,023	4	1,022	7	1,022	5	1,021	6	1,022	6	1,023	880	6	1,020

$a = 11{,}556\kappa X$ $a = 11{,}556\kappa X$ $a = 11{,}555\kappa X$ $a = 11{,}555\kappa X$ $a = 11{,}554\kappa X$ $a = 11{,}555\kappa X$ $a = 11{,}556\kappa X$ $a = 11{,}556\kappa X$

* По В. И. Михееву (1957).
** Вероятно, примесь слюды.

тельные колебания удельных весов гранатов альмандинового ряда обусловлены практически постоянным присутствием включений посторонних минералов (в частности, мусковита). О типоморфных особенностях изученных гранатов дает представление табл. 87.

Таблица 81

Рентгенограмма граната (гроссуляра) Атуркольского массива

Гранат № 194			Гранат-гроссуляр*		Гранат № 194			Гранат-гроссуляр*	
I	*d*	*hkl*	*I*	*d*	*I*	*d*	*hkl*	*I*	*d*
5	2,970	400	8	2,978	10	1,580	642	10	1,581
10	2,670	420	10	2,662	4	1,476	800	7	1,479
2	2,570	332	4	2,545	5	1,321	840	8	1,324
3	2,420	422	6	2,419	6	1,287	842	9	1,291
4	2,320	431;510	6	2,333	4	1,260		5	1,293
4	2,140	521	6	2,163	2	1,213	664	3	1,213
5	1,908	611;532	8	1,915	8	1,099	864	10	1,101
4	1,704	444	7	1,707	7	1,081	1042	9	1,082
8	1,635	640	9	1,639	6	1,046	880	7	1,049

$a = 11{,}836 \pm 0{,}005$ Å

* По В. И. Михееву (1957).

Таблица 82

Результаты химического анализа* гранатов, вес. %

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	Ca	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Σ
07[1]	36,37	0,20	21,06	1,87	16,15	20,92	0,51	0,82	0,07	0,24	1,96	—	100,17
07[2]	43,28	0,13	28,69	6,57	4,43	10,09	1,05	0,84		2,40	3,10	—	100,58

* Выполнен И. К. Кузнецовой (ИГГ СО АН СССР).

Таблица 83

Результаты количественного спектрального анализа гранатов*

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	CaO	MnO
04	37,91	19,57	14,06	1,14	0,72	0,90	20,97
03	32,86	16,73	13,30	0,94	0,78	0,93	20,79
02	33,56	17,86	13,14	1,03	0,76	0,70	21,74
374	36,33	19,83	15,23	0,97	0,60	0,77	20,09
374[2]	28,97	17,70	14,48	0,88	0,41	0,60	19,52
373[2]	26,56	15,09	11,24	0,64	0,43	0,64	11,88
07а	36,27	19,71	18,06	0,71	0,55	0,63	16,41
07б	33,07	20,83	14,63	0,55	0,49	0,55	10,03
327	34,27	19,29	12,22	1,16	0,39	1,06	19,68
328	33,83	18,81	12,72	1,04	0,35	1,02	15,31

* Аналитик—Е. Л. Берман (СНИИГГИМС).

Таблица 84

Мусковит из граната

№ пробы	Компонент	Вес. %	Молекулярное кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
07[1]	SiO_2	1,08	18	36	6,0	18	3
	Al_2O_3	0,90	9	27	4,5	18	3
	H_2O	0,10	6	6	1,0	12	2
	K_2O	0,24	2	2	0,5	4	1
	Na_2O	0,07	1	1		2	
	Σ	2,39	72:12 = 6				
07[2]	SiO_2	9,01	1,5	300	6,0	150	3
	Al_2O_3	7,60	75	225	4,5	150	3
	H_2O	0,90	50	50	1,0	100	2
	K_2O	2,40	25	25	0,5	50	1
	Σ	19,91	600 : 12 = 50				

Таблица 85

Результаты химического анализа гранатов (после вычитания слюды)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	H_xO
07[1]	35,29	0,20	20,16	1,87	16,15	0,82	0,51	20,91	1,86
07[2]	34,27	0,13	21,09	6,57	4,43	0,84	1,05	10,09	2,20

Ортит — редкий акцессорный минерал рассматриваемых гранитоидов. В процессе грейзенизации гранитов его содержание резко сокращается вплоть до полного исчезновения.

Метамиктный ортит, отмеченный в гранитах некоторых массивов, в процессе грейзенизации переходит в кристаллический, а затем, при дальнейшем повышении кислородного потенциала, — в эпидот (табл. 88).

Результаты спектрального анализа исследованного ортита приведены в табл. 89.

По составу элементов-примесей резко отличается ортит из гранитов Аткольского массива. Для него характерно повышенное содержание P (~1%), Th (0,05%), Pb (0,3%), наличие Sc, Sr, Na, не отмеченных в других ортитах. Присутствие значительных количеств фосфора в ортите гранитов Аткольского массива позволяет ориентировочно отнести данный минерал к нагателиту. Элементы сходства минерала с нагателитом отмечаются и по наличию других химических элементов.

По составу редких земель метамиктные ортиты относятся к цериевой разновидности (содержание церия и лантана в них превышает 1%) с присутствием небольшого количества элементов иттриевой подгруппы. В кристаллических разностях ортита редких земель цериевой подгруппы заметно меньше. Наконец, для эпидота эти редкие земли совершенно не характерны. Содержание иттрия и иттербия в эпидоте, в основном, остается таким же, как и в ортите, что еще раз подтверждает преимущественную роль редких земель иттриевой группы в стадию постмагматического кислотного выщелачивания.

Таблица 86

Результаты спектрального анализа гранатов

Элемент	Атуркольский м-в		Месторождения Талицкого м-ва								Белокурихинский м-в (Осокинское месторождение)
			Каракольское			Казандинское			г. Боровая		
	194	195	04	03	02	373	07[1]	07[2]	290	288а	328
Ni	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
Co	—	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	$8 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$4 \cdot 10^{-2}$
Cr	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—	—	$1 \cdot 10^{-3}$
Zr	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$
Sr	$3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$7 \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-3}$	—	—	$2 \cdot 10^{-2}$	—	—	—	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—
Ga	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sc	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	—	$5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$
W	—	$1 \cdot 10^{-2}$	—	—	—	1	$5 \cdot 10^{-1}$	—	$2 \cdot 10^{-1}$	—	—
Be	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
La	—	—	—	—	—	—	—	—	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Y	$3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
Yb	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$
Nb	—	—	$3 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	$8 \cdot 10^{-3}$

Циркон благодаря исключительному многообразию кристаллографических форм является одним из основных акцессорных минералов, привлекших внимание многих исследователей.

Большинство авторов считают, что количество циркона в процессе метасоматоза сокращается. Так, Г. М. Заридзе (1958) заметил, что при мусковитизации биотита включенный в него циркон исчезает. На неустойчивость циркона в процессе грейзенизации указывал и И. Х. Хамрабаев (1952). В. А. Вахрушев (1956) отмечает растворение циркона в альбитизированных породах под воздействием химически очень активных щелочных растворов. По мнению А. И. Тугаринова и Э. Е. Вайнштейна (1959), наличие в гранитах циркона в значительной степени зависит от интенсивности постмагматических изменений породы. Эти изменения неизбежно ведут к практически полному растворению циркона и выносу циркония, происходящих одновременно с мусковитизацией биотита. С. Д. Туровский (1960) отметил резкое сокращение содержания циркона «в результате растворяющего действия постмагматических реагентов». На уменьшение содержания циркона в грейзенах по сравнению с неизмененными породами указывали В. В. Ляхович и др. (1960). Г. Н. Гогель (1960) для гранитов Ортау обратил внимание на растворение магматического циркона при грейзенизации и появление бурого циркона второй генерации, характерного для постмагматически измененных гранитов. При изучении Бугузунского массива отмечено (Сотников, Никитина, 1963) резкое сокращение содержания циркона в процессе грейзенизации. Аналогичное явление наблюдали А. Н. Амшинский и др. (1964) в пределах Тоштузекского массива.

При расчете баланса циркона в процессе грейзенизации (табл. 90) по различным профилям исследованных гранитоидных массивов видно, что в грейзенизированных породах, особенно в околожильных кварцево-мусковитовых грейзенах, содержание циркона довольно резко уменьшается.

Наряду с общим сокращением количества циркона в процессе грейзенизации меняются и его морфологические свойства. В гранитах циркон обычно представлен светло-розовыми длиннопризматическими кристаллами с развитием призмы (110) и дипирамиды (111), реже—призмы (100) и дипирамиды (131). Вершины и ребра кристаллов слегка растворены (прил. 19, *а*).

В грейзенизированных гранитах устанавливаются уже два типа цирконов: циркон первой генерации, присущий гранитам, и новообразованный циркон второй генерации. Циркон первой генерации в условиях грейзенизации характеризуется резким растворением граней и ребер кристаллов. Циркон второй генерации представлен красно-бурыми и желто-бурыми непрозрачными кристаллами призматического габитуса с развитием призм (110) , (100) и дипирамиды (111). Среди них часто встречаются асимметрично развитые кристаллы (см. приложение 19, *б*). Отличительной особенностью этих цирконов является наличие наростов на кристаллах (Берзина, Сотников, 1963).

В грейзенах циркон второй генерации (красно-бурый), как правило, количественно преобладает над магматическим (светло-розовым) цирконом. Заметно увеличивается количество кристаллов циркона с наростами.

Кроме трех типов наростов («отростки», агрегаты кристаллов и «оболочки»), установленных для циркона Польдерваартом и Эккельманом (Polder-vaart, Eckelmann, 1955), здесь наблюдается еще четвертый тип наростов, продолжающих кристалл в длину (табл. 91).

Наросты на кристаллах циркона обычно развиваются по граням призмы в виде мелких кристаллов, растущих параллельно или под углом к призме кристалла-«хозяина», приурочиваются к ячеистым, глубоко растворенным участкам граней и вершинам, окружают часть, а иногда и весь кристалл-«хозяин» в виде оболочки.

Типоморфные особен

Массив, месторождение	Вмещающая порода	Показатель преломления	Уд. вес	Параметры элемент. ячейки
Белокурихинский	«Двуслюдяной»	1,786	4,000	11,556
Осокинское	Мусковитизированный	1,784	3,840	11,556
Талицкий				
Уч-к г. Боровая	Аплитовидный	1,786	4,052	
	Мусковитизированный		4,133	
	«Двуслюдяной»		4,207	11,554
Каракольское	Мусковитизированный		4,205	11,555
	Гранит	1,786	3,960	
Казандинское	Окварцованный мусковитизированный	1,786	3,920	
	Мусковитизированный	1,786	4,106	11,555
		1,754	3,574	11,555
Атуркольский	Альбитизированный	1,754	3,240	11,836

В Тоштузекском массиве циркон с наростами был обнаружен в перекристаллизованных и калишпатизированных гранитах. Представлен он бурыми призматическими кристаллами длиной 0,15 *мм*, с большим количеством газовожидких включений (см. приложение 19, *в*). Из кристаллографических форм развиты призма (110) и дипирамида (111). Циркон с наростами составляет 90—95% от общего содержания циркона в породе (табл. 92).

Темноокрашенные цирконы второй генерации обогащены La, Ce, W, Mo, Pb, Ag, Bi по сравнению с бесцветными и розовыми цирконами первой генерации.

Таким образом, магматический циркон при метасоматозе испытывает растворение. По мере развития процессов грейзенизации, благодаря растворению циркона первой генерации развивается желто-бурый и красно-бурый циркон с наростами (вторая генерация). Последний, в свою очередь, растворяется, и в грейзенах мы часто наблюдаем отдельные реликты его в виде неправильных сильно корродированных зерен (см. приложение 19, *г*).

Аналогичные явления, связанные с растворением циркона в процессе грейзенизации, наблюдались при изучении метасоматически измененных пород в пределах Бугузунского гранитоидного массива (Сотников, Никитина, 1963). Здесь циркон исходных пород подвергается интенсивному растворению в зоне околотрещинных грейзенов, что приводит к резкому сокращению его размеров и потере кристаллографических форм (приложение 20).

В конечном итоге растворение циркона в процессе метасоматоза приводит к его полному исчезновению в некоторых грейзенах.

Сванбергит — редкий сульфат-фосфат стронция и алюминия $Sr\,Al\,(PO_4)\,(SO_4)\,(OH)_6$ — обнаружен только в метасоматитах, образующих мелкие неправильной формы тела вдоль трещин отдельности в эндоконтактовой части Атуркольского гранитного массива.

Таблица 87

ности гранатов

Тип граната	Форма зерен	Цвет	Прозрачность
Альмандин-спессартин	Неправильные зерна Таблитчатые кристаллы Мелкие хорошо образованные кристаллы	Темно-розовый Желто-розовый	Прозрачные Непрозрачные
То же	Неправильные зерна, редко — кристаллы	Розовый	Прозрачные
»	Оплавленные (шаровидные) кристаллы	Ярко-розовый	Полупрозрачные
»	Хорошо образованные кристаллы	Желто-розовый	Прозрачные
»	Неправильные зерна	Розовый	»
»	То же, $d = 0{,}25$—$0{,}5$ *мм*	Розово-красный	»
»	То же	»	»
»	»	Желтый	Непрозрачные
»	»	Розово-красный	Прозрачные
»	Неправильные зерна, переполненные чешуйками мусковита	Желтый	Непрозрачные
Гроссуляр	Неправильные зерна	Зеленовато-желтый	Полупрозрачные

Таблица 88

Соотношение ортита и эпидота в гранитах и грейзеновых образованиях, *г/т*

Массив	Порода	Ортит	Эпидот
Атуркольский	Гранит	35,2	—
	Грейзенизированный гранит	—	е.з.
	Грейзен	—	—
Белокурихинский (р. Черновая)	Гранит	13,8	—
	Мусковитизированный гранит	—	100
	Грейзенизированный гранит	—	273

В виде неправильных образований сванбергит концентрируется в микроскопических прожилках, пересекающих зерна калиевого полевого шпата, которым замещен плагиоклаз, а также в виде отдельных хорошо образованных кристаллов развивается среди мусковита, замещающего биотит.

Количество сванбергита увеличивается с повышением степени измененности гранитов: в неизмененных гранитах он не обнаружен, в калишпатизированных и альбитизированных разностях его содержание достигает 140 *г/т*, максимальное количество сванбергита (544 *г/т*) зафиксировано в грейзенизированных гранитах.

Для гранитов и метасоматических образований Атуркольского массива, кроме основного стронциевого минерала — сванбергита, отмечено повышенное содержание стронция в других акцессорных минералах (табл. 93). Характерно, что геохимическая роль стронция возрастает по мере перехода

Таблица 90

Содержание циркона (*г/т*) в гранитах и метасоматических образованиях

Массив, месторождение	Гранит	Мусковитизированный гранит		Околотрещинный грейзен			
				альбитизированный гранит	грейзенизированный гранит	грейзен	
		«двуслюдяной»	«мусковитовый»			кварцево-мусковитовый	мусковитовый
Белокурихинский							
Осиновское	154				90	21	
Осокинское	е.з.	е.з.		е.з.			
Батунковское	13,8			»	е.з.	е.з.	
Никольский уч-к	1						
р. Черновая		4,8	4,7				
Талицкий							
Каракольское	10,8	2	е.з.	10,6		13,1	
Мульчихинское	23,5						
г. Боровая	10				»		
Синюшинский	130					45,4	37
Юстыдский	26,4				2,6		
Тоштузекский	151	89	38,3		16,5	е.з.	
Атуркольский	336,4			254,9	172,4		

Таблица 91

Распространение наростов на кристаллах циркона

Типы наростов	Белокурихинский м-в		Тоштузекский м-в	
	Гранит грейзенизированный	грейзен	гранит	
			перекристаллизованный	калишпатизированный
«Отростки»		+++	+	+
Агрегаты кристаллов		+	+	+
«Оболочки»		+	+++	+++
Наросты, продолжающие кристалл в длину	+	+	++	++

Примечание: «+++» — очень часто; «++» — часто; «+» — единичные зерна.

Таблица 92

Содержание цирконов с наростами (по отношению к общему содержанию циркона в породе)

Массив	Порода	Циркон с наростами, %
Белокурихинский	Гранит	0
	Грейзенизированный гранит	10
	Кварцево-мусковитовый грейзен	80
Тоштузекский	Перекристаллизованный гранит	95
	Калишпатизированный гранит	90

Таблица 93

Содержание Sr (%) в акцессорных минералах Атуркольского массива
(по данным спектрального анализа)

Порода	Ортит	Гранат		«Лейкоксен»	Циркон	Апатит
		желтый	розовый			
Гранит	$3 \cdot 10^{-1}$					$3 \cdot 10^{-4}$
Калишпатизированный и альбитизированный гранит		$5 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$		$2 \cdot 10^{-1}$	
Грейзенизированный гранит				$3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$

Результаты спектрального анализа ортита и эпидота

Таблица 89

Массив	Порода	Минерал	Mn	Tl	V	Cu	Pb	Ag	Bi	Zn	As	Ga	Be	Ce	La	Y	Yb	Th	Zr	P	Na	Sr	Ba	B	Sc	Sn
Атуркольский	Гранит	Метамиктный ортит	$1\cdot10$	$5\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-1}$	—	—	—	—	$3\cdot10^{-5}$	—	>1	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	1	$1\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-1}$	—	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Белокурихинский	»		$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-2}$	>1	>1	$3\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-1}$	—	—	—	$8\cdot10^{-1}$	—	—	$3\cdot10^{-4}$
			$2\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—	—	$5\cdot10^{-2}$	—	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-1}$	>1	>1	$6\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-1}$	—	—	—	1	—	—	$5\cdot10^{-4}$
Тоштузекский	Альбитизированный гранит		$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$1\cdot10^{-4}$	—	сл	$8\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-2}$	—	сл	сл	—	—	—	—
Талицкий	Грейзенизированный гранит	Кристаллический ортит	$2\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	—	$3\cdot10^{-3}$	—	—	—	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	То же	Эпидот	$7\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	—	—	—	—	—	—	—	—	$1\cdot10^{-3}$	—	—	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	—	—	—	$5\cdot10^{-2}$		—	—	—	—

от магматических пород к их метасоматически измененным разностям. Так, в гранитах не обнаружен сванбергит, и примесь стронция зафиксирована лишь в двух минералах: ортите и апатите. В то же время в грейзенизированных и альбитизированных гранитах, наряду с появлением самостоятельного стронциевого минерала — сванбергита, примесь стронция зафиксирована и в других акцессорных минералах: гранате, «лейкоксене», апатите и цирконе.

Таблица 94

Сравнительная характеристика сванбергита Горного Алтая и других районов

Морфологические особенности	Невада (США)	Урал	Тихвинский р-н («тихвинит»)	Горный Алтай
Облик кристаллов	Ромбододекаэдрический	1. Ромбододекаэдрический, призматический 2. Скрытокристаллический	Мелкокристаллический	Ромбододекаэдрический, псевдокубический
Цвет	Бесцветный до желтого, розового, красновато-коричневого	Бурый, реже красно-бурый	Белый	Бесцветный, светло-желтый до красновато-бурого
Удельный вес	3,22—3,24	2,9—3,2	3,32	3,14
Твердость	5	2—4	Около 5	5
Оптические константы	*Np* 1,635 *Ng* 1,649	*Np* 1,636 *Ng* 1,646 (кристаллический) 1,620—1,646 (скрытокристаллический)	1,62	1,635 1,650
Растворимость в кислотах	Не растворяется		Не растворяется	Не растворяется

Сванбергит в Горном Алтае (приложение 21) представлен хорошо образованными кристаллами псевдокубического облика и неправильными зернами (0,05—0,2 *мм*). Часто отмечается параллельное срастание кристаллов. Цвет меняется от бесцветного, светло-желтого (кристаллы меньше 0,1 *мм*) до красновато-бурого (кристаллы более 0,1 *мм* и неправильные зерна). На гранях кристаллов красновато-бурого сванбергита развиваются гидроокислы железа. Центральные части кристаллов обычно непрозрачны, мутные, густоокрашенные, к периферии наблюдается увеличение прозрачности и посветление окраски. Аналогичные явления, видимо, связанные с неустойчивостью минерала, отмечались Е. Игбергом (Ygberg, 1945). Бесцветные мелкие кристаллы прозрачны, с увеличением размера и потемнением окраски прозрачность их уменьшается. Спайность в одном направлении, твердость 5, удельный вес 3,14, блеск стеклянный; в кислотах нерастворим. Оптически одноосный, положительный, Ng = 1,650, *Np* = 1,635. В табл. 94 для сравнения указаны некоторые константы сванбергита из Горного Алтая, Невады (Switzer, 1949), Урала (Луканина, 1959) и «тихвинита» (Аншелес, Влодавец, 1927).

Данные микрохимического анализа сванбергита приведены в табл. 95. Расчет химического анализа приводит к следующей кристаллохимической формуле:

$$H_{0,16}(Sr_{0,35}\ Ca_{0,18}\ TR_{0,04}\ Mg_{0,01}\ Pb_{0,01}\ Cu_{0,01}\ Bi_{0,01})_{0,79}\ (Al_{3,2}\ Fe_{0,04}\ Ti_{0,01})_{3,25}$$

$$[(PO_4)_{1,34}\ (SO_4)_{0,54}\ (SiO_4)_{0,12}]_{2,00}\ (OH)_{6,00}.$$

Таблица 95

Пересчет химического анализа сванбергита из Атуркольского массива*

Компонент	Вес. %	Молекулярное кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода (рассчитано на 14)	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO_2	1,75	2,72	550	0,245	275	0,12
TiO_2	0,18	23	46	0,021	23	0,01
Al_2O_3	36,61	3591	10773	4,802	7182	3,2
Fe_2O_3	0,70	44	132	0,059	88	0,04
MgO	0,11	27	27	0,012	27	0,01
CaO	2,25	401	401	1,183	401	0,18
SrO	12,32	1189	1189	0,530	1189	0,53
TR_2O_3	1,37	41	123	0,054	82	0,04
PbO	0,43	19	19	0,008	19	0,01
Bi_2O_3	0,49	11	33	0,014	22	0,01
CuO	0,21	27	27	0,012	27	0,01
H_2O^+	12,44	6911	6911	3,081	13922	6,16
H_2O^-	0,16	—	—	—	—	—
SO_3	9,75	1217	3651	1,627	1217	0,54
P_2O_5	21,36	1504	7520	3,352	3008	1,34
Σ	100,13		31402	14,00		

* Аналитик — И. К. Кузнецова (ИГГ СО АН СССР).

Таблица 96

Сравнительный состав сванбергита из разных районов

Компонент	Горный Алтай	Урал	Хоррсъеберг	Компонент	Горный Алтай	Урал	Хоррсъеберг
SiO_2	1,75	1,03	1,42	CuO	0,21		
TiO_2	0,18			H_2O^+	12,44	14,22	11,39
Al_2O_3	36,61	39,84	32,68	H_2O^-	0,16	1,63	0,20
Fe_2O_3	0,70	0,28	0,55	SO_3	9,75	5,27	15,66
MgO	0,11		0,44	P_2O_5	21,36	19,82	17,55
CaO	2,25	4,01	1,75	Na_2O			0,40
SrO	12,32	14,16	17,99	K_2O			
TR_2O_3	1,37						
PbO	0,43						
Bi_2O_3	0,49			Σ	100,13	100,26	100,03

Ион H вынесен перед формулой, так как для образования иона OH не хватает кислорода. Формула сванбергита Горного Алтая незначительно отличается от теоретической

$$AB_3(XO_4)_2Z_6,$$

где

A — Sr, Ca, TR, Mg, Pb, Cu, Bi;

B — Al, Fe, Ti;

XO_4 — PO_4, SO_4, SiO_4;

Z — OH.

В табл. 96 сравниваются результаты химического анализа сванбергита Горного Алтая, Урала, Хоррсъеберга, которые показывают, что состав этого минерала непостоянный. Сванбергит Горного Алтая отличается повы-

Таблица 97

Межплоскостные расстояния сванбергитов

Горный Алтай*		Урал		Хоррсъеберг		Горный Алтай*		Урал		Хоррсъеберг	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
4	5,71	6	5,68	с	5,73	3	1,458	8	1,452	сл.	1,45
0,5	4,91			о.с.	4,96	1	1,419	1	1,423	»	1,41
		3	3,85					1	1,386		
4	3,507	7	3,50	с	3,51			3	1,374	»	1,37
		7	3,26			2	1,362	3	1,362		
10	2,956	10	2,96	о.с.	2,97	1	1,317	6	1,326	о.с.	1,32
0,5	2,863					3	1,279	8	1,287		
2	2,761	4	2,75	сл.	2,77	1	1,246	1	1,248		
2	2,449	7	2,43	»	2,47	1	1,216	1	1,225		
10	2,204	9	2,18	о.с.	2,22	3	1,194	8	1,200		
		4	2,09			2	1,178	5	1,180		
1	2,003	2	2,00	сл.	2,02	2	1,160	6	1,170		
		3	1,937					6	1,147		
8	1,886	9	1,905	с.	1,91	2	1,118	7	1,120		
7	1,745	9	1,754	»	1,75				1,114		
1	1,715	1	1,712	о.с.	1,71			6	1,105		
		2	1,649					5	1,084		
2	1,632	4	1,631	сл.	1,64			3	1,065		
0,5	1,602	2	1,606	»	1,60			3	1,054		
1	1,501	3	1,498	»	1,49			4	1,035		
2	1,481	7	1,480								

* Съемка проводилась в камере РКО-57,6 на $Co_{k\alpha}$-излучении; d=0,4 *мм*.
Аналитик — Н. И. Зюзин (ИГГ СО АН СССР).

шенным содержанием группы редких земель и наличием PbO, Bi_2O_3, CuO, TiO_2. Спектроскопически в сванбергите Горного Алтая установлены (%):

Mn — 0,04	Cr — 0,025	Zn — 0,004
Ge — 0,01	Ga — 0,005	Be — 0,01
Ba — 0,08	B — 0,001	

Спектральный анализ суммы редких земель дал следующие результаты (%):

Ce — 1,0	La — 0,3	Th — 0,1	Nd — 0,05
Y — 0,01	Sm — 0,01	Eu — 0,003	Gd — 0,001
Dy — 0,0003	Tu — 0,0003	Yb — 0,001	

По величине межплоскостных расстояний и интенсивности рефлексов сванбергиты указанных районов близки между собой (табл. 97).

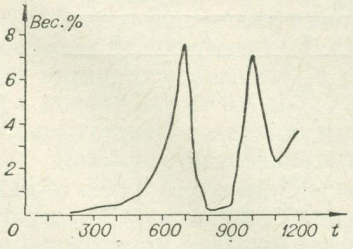


Рис. 41. График потери веса сванбергита при нагревании.

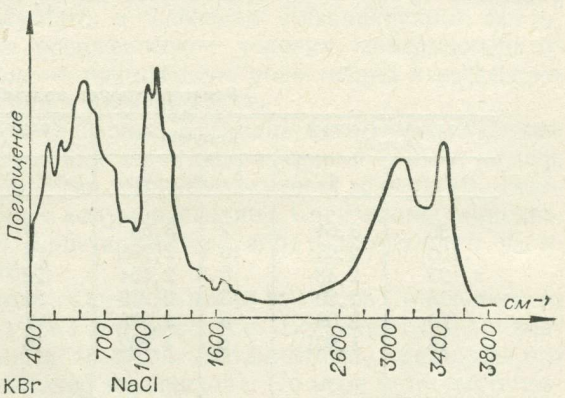


Рис. 42. Инфракрасный спектр поглощения сванбергита.

На кривой потери веса (рис. 41) отмечены два максимума. Первый (700°) связан с потерей кристаллизационной воды, второй (1000°) вызван разложением кристаллической структуры минерала.

Спектр ИКС сванбергита (Г. А. Голубова) приведен на рис. 42.

Монацит в изученных гранитоидных массивах мало распространен. Максимальное содержание его характерно для зоны околотрещинных грейзенов. Например, содержание монацита в гранитах Синюшинского массива равно 2, в альбитизированных гранитах достигает 44,3 *г/т* и наибольшее (до 147,2 *г/т*) — в кварцево-мусковитовых грейзенах. В мусковитовых грейзенах оно снижается до 68,1 *г/т*. В Юстыдском массиве содержание монацита возрастает от 27,2 (в неизмененных гранитах) до 68,6 *г/т* (в грейзенизированных гранитах).

Судя по материалам В. В. Ляховича и В. И. Нонешниковой (1960), для гранитоидов Хабаровского края также отмечается некоторое увеличение количества монацита в грейзенизированных гранитах (до 6,5 *г/т*) по сравнению с исходной породой (е. з.).

Форма выделения монацита во всех случаях постоянна: это или неправильные зерна или плохо сохранившиеся кристаллы толстотаблитчатого облика, желтовато-бурого цвета. Спектральный анализ показал следующий состав монацита: Ca, Mg, Fe, Ce>1%; La<0,5%; Y—0,1%, Th<1%; Zr—сл.

Ксенотим. По имеющимся у нас данным составить полное представление о поведении ксенотима в процессе грейзенизации не представляется возможным. Однако по некоторым разрезам (например, Синюшинский массив) отмечается довольно резкое сокращение его содержания, вплоть до полного исчезновения в грейзенах.

Преобладающей формой ксенотима в неизмененных гранитах являются уплощенные призматические кристаллы желтого цвета (приложение 22, *а, б*), от непрозрачных до полупрозрачных, размером 0,05—0,1 *мм*. Наряду с этим встречаются и более крупные (до 0,1 *мм*) кристаллы бипирамидального облика желтого и светло-зеленого цвета. В двуслюдяных гранитах наблюдается явное растворение ксенотима, выражающееся в оплавленности и коррозии его кристаллов. В альбитизированных гранитах призматические кристаллы ксенотима уже не встречаются, а в кристаллах бипирамидального облика он приобретает вид метамиктного минерала: цвет меняется от желтого и светло-зеленого до красно-бурого, твердость снижается. Спектральным анализом в нем установлены Si, Mg, Ca, P, Ce, La, Y, Th (больше 1%) и U (следы).

Колумбит (табл. 98) отмечен как акцессорный минерал грейзенизированных гранитов Казандинского месторождения. Здесь он встречается

Таблица 98

Рентгенограмма колумбита*

Колумбит (Горный Алтай)		Колумбит**		Колумбит (Горный Алтай)		Колумбит**	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
36	3,64	7	3,66	9	1,820	5	1,821
100	2,95	10	2,968	18	1,766	6	1,767
25	2,48	5	2,494	22	1,730	7	1,735
18	2,20	3	2,209	22	1,716	8	1,712
20	2,09	5	2,093	7	1,534	5	1,542
13	1,901	6	1,902	18	1,453	9	1,457

*Аналитик — Н. И. Зюзин (ИГГ СО АН СССР).
**По В. И. Михееву (1957).

Таблица 99

Межплоскостные расстояния диопсида

Исследованный минерал		Диопсид*		Исследованный минерал		Диопсид*	
	d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
5	3,256	5	3,25	1	1,544		
10	2,998	10	3,00	4	1,526	3	1,521
4	2,903	3	2,911	3	1,50	3	1,497
4	2,568	2	2,570	2	1,486		
10	2,522	10	2,523	1	1,441		
4	2,294	2	2,303	8	1,423	9	1,418
3	2,198	2	2,209	4	1,406	1	1,406
4	2,120	5	2,128	1	1,388		
4	2,032	4	2,038	1	1,371		
4	2,003	4	2,010	8	1,328	8	1,328
2	1,959	2	1,959	1	1,313		
1	1,923	1	1,923	8	1,283	7	1,280
1	1,855	1	1,855	4	1,262	5	1,261
3	1,829	4	1,828	4	1,250	3	1,244
7	1,750	7	1,744	1	1,216	2	1,213
1	1,710			1	1,175	3	1,176
1	1,670	1	1,661	1	1,145	3	1,146
1	1,649			1	1,109	1	1,121
10	1,619	10	1,616	1	1,099	1	1,107
1	1,580			9	1,074	10	1,071
1	1,562	3	1,560	6	1,066	3	1,063

* По В. И. Михееву (1957).

в кристаллах длиннопризматического облика, сильно вытянутых по оси *C*, в результате чего отдельные кристаллы его приобретают игольчатый вид, с отношением длины к толщине 10 : 1 и 15 : 1 при максимальной длине, равной 0,12 *мм*. Обычны параллельные срастания кристаллов. Реже наблюдаются кристаллы толстотаблитчатого облика с отчетливой штриховкой на гранях призмы. Цвет колумбита черный, черта серая, блеск полуметаллический. По морфологическим особенностям он напоминает колумбит из биотит-альбитовых апогранитов Северной Нигерии (Williams, Meehan, 1956).

Характерной чертой колумбита является его тесная ассоциация с пирохлором, с которым он образует срастания, а иногда, видимо, замещает его с образованием колумбитовых псевдоморфоз по пирохлору. Интересно, что титановые минералы здесь практически отсутствуют.

Очевидно, присутствие колумбита в грейзенах Казандинского месторождения отражает некоторые специфические условия минералообразования на данном этапе, а именно — пониженную роль титана и несколько усиленную роль ниобия и тантала в этом процессе.

Пирохлор замечен только в грейзенах Казандинского месторождения в виде октаэдрических кристаллов или зерен неправильной формы, размер которых не превышает 0,1 *мм*. Минерал темно-бурого цвета до черного, иногда пятнистоокрашенный в связи с колумбитизацией. Содержание пирохлора колеблется от 0,8 до 6,5 *г/т*. Кристаллы пирохлора с поверхности часто покрыты светло-желтым налетом.

Поликраз установлен как акцессорный минерал гранитов Синюшинского (до 40 *г/т*) и Белокурихинского (до 2 *г/т*) массивов. Встречается в призматических кристаллах, уплощенных по (010). Метамиктный, кристаллы его с поверхности покрыты светло-желтой «рубашкой». По мере метасоматического изменения гранитов поликраз растворяется и в их измененных разностях не встречается.

Диопсид в незначительных количествах (до 43 *г/т*) встречен в грейзенизированных гранитах Атуркольского и Талицкого гранитоидных массивов. Наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов (0,2—0,3 *мм*) голубого (до синего) цвета. Характерны двойники срастания по (100), реже — крестообразные.

По величине межплоскостных расстояний минерал близок к диопсиду (табл. 99). Прозрачен. $No = 1{,}714—1{,}712$; $Ne = 1{,}684$; $No — Ne = 0{,}03$; $cNg = 41°$. Спектральным анализом в диопсиде установлено присутствие следующих элементов (%):

Si, Al, Ca, Mg	«много»	Ni, Cr, V	0,01—0,02
Fe	3	Ga	0,005
Mn, Ti, Na	0,3 —1,0	Be, Cu	0,001
Ba, Sr	0,01—0,03		

Характерно присутствие элементов группы редких земель (Ce — 0,3%; La, Y — 0,07%, Yb — 0,005%), обычно не типичных для диопсида.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МОЛИБДЕНО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Общие закономерности размещения и локализации оруденения

Основным рудоконтролирующим фактором, определяющим закономерности размещения месторождений и рудопроявлений молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации Горного Алтая (как и других рудных районов развития минерализации грейзенового ряда геохимически родственных формаций), является магматический, выступающий обычно совместно с тектоническим. Значение тектонического контроля не ограничивается влиянием на размещение оруденения в пределах интрузивных массивов или околоинтрузивных пространств. Региональные разломы и сопровождающие их зоны смятия и метаморфизма оказывали значительное влияние на локализацию и морфологию самих рудоносных интрузий. Такая тесная взаимосвязь магматических и тектонических рудоконтролирующих факторов и предопределяет подход к ним как к единому тектоно-магматическому контролю.

Для рассматриваемой минерализации, как и для образований других рудных формаций горноалтайского редкометального комплекса, четко устанавливается связь с гранитными интрузиями батолитового типа, характерными для складчатых средних стадий тектоно-магматических циклов (позднегерцинский и шапшальский интрузивные комплексы). Вольфрамовые и молибденовые месторождения и рудопроявления локализуются как среди интрузивных массивов, так и в околоинтрузивных зонах, образуя рудные узлы, положение которых в геологических структурах Горного Алтая в значительной степени и определяется размещением батолитовых интрузивов.

Рудоносные гранитовые комплексы (особенно наиболее широко распространенный позднегерцинский) развиты в различных структурно-формационных зонах Горного Алтая. Однако основная масса батолитовых гранитных интрузий, а равным образом и сопутствующего им молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения, согласно В. А. Кузнецову (1963), размещается преимущественно в пределах структурно-формационных зон соответствующего магматическим комплексам возраста (или этапа консолидации), приурочиваясь к метаморфизованным алюмосиликатным флишоидным толщам (шапшальский комплекс), или же проявляется в активизированных более древних орогенных или складчатых структурах. Так, интрузивы позднегерцинского комплекса размещаются не в зонах устойчивых герцинских прогибов, а скорее в пределах относительно приподнятых в герцинском этапе активизированных каледонских структур.

Какой-либо четкой приуроченности молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения (вместе с соответствующими гранитными интрузиями) к антиклинальным или синклинальным структурам в Горном Алтае не устанавливается. Наряду с гранитными интрузиями (и оруденением), вскрытыми в ядрах антиклинориев или горстовых массивов (Талицкий, Белокурихинский, Холзунско-Чуйский) отмечаются гранитные массивы (и оруденение) в синклинальных структурах (Чарышский синклинорий, Калгутинский наложенный прогиб и др.). К. Л. Волочкович и А. Л. Леонтьев (1964) считают, что редкометальная специализация позднегерцинского интрузивного комплекса наиболее отчетливо проявилась в пределах выделяемого ими Талицко-Монголо-Алтайского геосинклинального поднятия и особенно в его положительных элементах.

В качестве одной из важнейших закономерностей В. А. Кузнецов (1963) отмечает приуроченность магматических образований к зонам глубинных разломов и сопровождающим их зонам смятия и метаморфизма. Линейные зоны смятия и метаморфизма в структурно-формационных зонах каледонского этапа консолидации (Телецко-Саянская, Чарышско-Теректинская), в основном, и явились местом локализации каледонских гранитных интрузий шапшальского интрузивного комплекса. Например, в Телецкой структурно-формационной зоне, являющейся западной окраиной каледонской складчатой системы Западного Саяна и по Курайскому глубинному разлому сопрягающейся с раннегерцинской Ануйско-Чуйской зоной, намечается четкая приуроченность интрузивных образований к крупному Башкаусско-Каракемскому разлому, выраженному зоной смятия и являющемуся составным компонентом долго живущего Курайского разлома, относящегося по времени своего заложения к синийско-кембрийским структурам (В. А. Кузнецов, 1954). Зона Башкаусско-Каракемского разлома явилась местом локализации не только образований раннекаледонского гнейсо-гранитного комплекса, но и более молодых производных герцинского гранитного комплекса, а также разновозрастных вольфрамовых рудных проявлений, сопровождающих эти два комплекса (Бугузунское месторождение).

Отчетливо устанавливается связь с региональными разломами и многих других позднегерцинских гранитных интрузий Горного Алтая. С Чарышско-Теректинским разломом глубинного заложения связывается Тигерекский гранитоидный массив, а с Ануйским разломом, являющимся ответвлением Чарышско-Теректинского, обнаруживает связь один из крупнейших в Горном Алтае массивов — Талицкий.

Участки сопряжения региональных разломов глубинного типа, а также резкого перегиба, разветвления и т. д. особо благоприятны для концентрации гранитоидных массивов, а отсюда и сопровождающего их молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения.

В гранитоидных массивах отмечается преимущественная приуроченность молибдено-редкометально-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений к апикальным или краевым частям. Особенно это типично для образований грейзено-молибденитового и грейзено-редкометального минеральных типов. Приуроченность грейзеновых тел к узкой зоне эндоконтакта рудоносных гранитных массивов вообще является характерной для многих рудных районов (Малиновский, 1965). Наиболее благоприятными для оруденения здесь являются купола, апикальные части, а также гребнеобразные выступы интрузивных массивов под покрышкой слабо проницаемых вмещающих пород. При этом существенно молибденовая минерализация наиболее характерна для интрузивных массивов с широким развитием пород лейкократового облика, сформировавшихся в условиях повышенной роли летучих.

Размещение в пределах интрузивных массивов месторождений и рудопроявлений других минеральных типов в значительной степени определяется зонами региональных разломов и повышенной трещиноватости. Именно, к тектонически ослабленной зоне субмеридионального простирания, прерывисто прослеживающейся на многие километры вдоль восточной контактовой зоны Талицкого массива и захватывающей не только эндо-, но и экзоконтакт, и приурочено большинство месторождений и рудопроявлений массива. В целом эта зона состоит из субпараллельных кулисообразно расположенных более мелких тектонических зон, фиксируемых на местности участками дробления, повышенной трещиноватости, участками метасоматически проработанных пород и свитами кварцевых жил (обычно также субпараллельными). Локализуясь в пределах этих субмеридиональных тектонических зон, рудные проявления чаще тяготеют к участкам сопряжения их с зонами субширотного простирания (особенно широко развитыми в южной части массива), а также к местам перегиба, разветвления самих субмеридиональных зон.

В пределах Белокурихинского интрузивного массива оруденение также тяготеет к зонам повышенной трещиноватости, но уже имеющим здесь, в основном, субширотное простирание. В частности, по южной окраине Белокурихинского массива отчетливо прослеживается на расстоянии до 20 *км* Осиновско-Дмитриевская тектоническая зона, затрагивающая как сам интрузив, так и вмещающие его породы, к которой приурочены Осиновское, Верхне-Белокурихинское, Дмитриевское, Быстрянское месторождения и несколько рудопроявлений. В восточной части Белокурихинского массива проходит субширотная тектоническая зона, также выходящая за его пределы, в которой, в частности, локализованы Осокинское и Батунковское месторождения. Аналогичного же, субширотного, простирания намечается тектоническая зона и в центральной части массива.

Региональные тектонические зоны не только оказывают влияние на размещение молибдено-редкометально-вольфрамовой минерализации, но и в большинстве случаев предопределяют структурные особенности месторождений и морфологические черты рудных тел.

Литологический контроль для минерализации молибдено-редкометально-рудной формации, по сравнению с тектоно-магматическим, играет подчиненную роль, проявляясь, до некоторой степени, при локализации рудных образований среди пород экзоконтактовых зон интрузивных массивов. Наряду с особенностями состава вмещающих пород не меньшее значение при этом имеют их физико-механические особенности, влияние которых особенно велико на локализацию и распределение оруденения в пределах месторождений и отдельных рудных тел. Особенно это важно для оруденения грейзено-шеелитового минерального типа, когда породы экзоконтактовых зон (в которых локализуются месторождения) в зависимости от их проницаемости могут выступать как рудолокализующие или рудоэкранирующие.

Вместе с тем особого внимания заслуживает другая сторона влияния состава вмещающих (как интрузивные массивы, так и оруденение) толщ, обусловленная возможностью воздействия этих толщ на металлогеническую специализацию интрузий, а также на сам рудный процесс. Здесь, в первую очередь, представляет интерес нижнепалеозойская флишоидная толща, для отдельных членов которой намечается обогащенность вольфрамом и молибденом в районах развития батолитовых интрузий, в формировании которых значительную роль играли процессы магматического замещения и где создавались благоприятные условия для неоднократной мобилизации рудного вещества. Наиболее перспективными являются, очевидно, площади развития нижнепалеозойских метаморфизованных флишоидных толщ на некотором удалении от интрузивных образований упомянутого ге-

незиса. Такая удаленность может быть различной и зависит, по-видимому, от многих факторов: в частности, от степени проявления метаморфизма и гранитизации, состава замещаемых толщ, распределения в них рудных компонентов и т. д. Особо благоприятными являются районы развития активизированных структур (например, уже упоминавшаяся зона Башкаусско-Каракемского разлома). Важным показателем потенциальной рудоносности района может служить, в частности, присутствие шеелита в шлихах на площади развития метаморфических толщ.

Возрастное положение оруденения

Вопрос о возрасте молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения Горного Алтая в значительной степени является вопросом о возрастном положении рудоносных магматических образований: позднегерцинского и раннекаледонского интрузивных комплексов. Именно по этому поводу в литературе встречаются довольно различные мнения.

Наибольшее количество определений абсолютного возраста имеется для широко распространенных в Горном Алтае позднегерцинских гранитов, верхнепалеозойский возраст которых в значительной степени определяется по аналогии с Калба-Нарымской зоной. Более определенных данных о верхнепалеозойском возрасте гранитов непосредственно в пределах Горного Алтая практически нет (нижняя граница гранитов может быть геологически установлена только по их активному взаимоотношению с толщами франского и фаменского ярусов верхнего девона в Юго-Восточном Алтае). Данные же по определению абсолютного возраста, как это в свое время отмечал В. П. Нехорошев (1955; 1958), нередко противоречат убедительным геологическим данным. Большинство результатов определения абсолютного возраста в той или иной степени укладываются в интервал 220—270 млн. лет, что в общем подтверждает позднегерцинский возраст этих интрузивных образований.

Указанные цифры (особенно их наименьшие значения) условно могут быть приняты за возраст позднегерцинской молибдено-редкометально-вольфрамовой минерализации, что подтверждается отчасти и определениями абсолютного возраста непосредственно из самих рудных образований. Так, по данным А. Д. Снегирева (Потапьев, 1965), абсолютный возраст гидротермально измененных гранитов (вмещающих рудные тела Колыванского месторождения), определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ЗСГУ, составляет 189—215 млн. лет, а возраст мусковита из мусковитизированных гранитов г. Очаровательная — 220 млн. лет. Эти цифры близки к приводимым В. В. Потапьевым (1965) данным о возрасте самого рудоносного интрузивного массива (185—210 млн. лет).

Заниженные данные — относительно цифр по району Колыванского месторождения — были получены нами для Осиновского и Осокинского месторождений Белокурихинского массива (В. М. Кляровский, ИГГ СО АН СССР). В частности, для мусковита из кварцево-мусковитового грейзена, сопровождающего кварцево-рудные жилы Осиновского месторождения, был определен возраст 288 млн. лет, а для вмещающих жилы порфировидных гранитов 333 млн. лет (по биотиту). Для мусковитового грейзена (по мусковиту) из зальбандов кварцевых жил Осокинского месторождения в той же лаборатории установлен возраст 305 млн. лет. Несмотря на общую заниженность возраста как самого интрузивного массива, так и сопровождающей его минерализации, приведенные цифры могут дать некоторое представление о длительности рудного процесса. Она оценивается по этим данным в 20—30 млн. лет, что, на наш взгляд, вполне приемлемо, если учесть длительность (многостадийность) формирования молибдено-редкометально-

вольфрамовой минерализации, а также наличие внутрирудных даек (Рафиенко, 1961).

Верхняя возрастная граница позднегерцинского молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения довольно четко определяется возрастом наложенных на позднегерцинские граниты основных даек—производных теректинского диабазового и чуйского лампрофирового комплексов.

Для производных чуйского лампрофирового комплекса в Юго-Восточном Алтае, пересекающих позднегерцинские граниты Тархатинского массива, возраст которых определен в 240—295 млн. лет, Р. В. Оболенской и Л. В. Фирсовым (1966) указан возраст в среднем 210 млн. лет. Близкий возраст (233 млн. лет) определен и для лампрофировых даек Курайского хребта (Скуридин, 1964).

Пояс подобных лампрофировых даек отчетливо прослеживается (Нехорошев, 1958) в Калба-Нарымской зоне, где он приурочен к широтной зоне разлома, пересекающей Миролюбовский выступ Калба-Нарымского батолита. Эти лампрофировые дайки местами пересекают и кварцевые жилы с редкометальным оруденением (Морозенко, 1937).

Непосредственно в пределах Горного Алтая случаи пересечения молибдено-редкометально-вольфрамовых рудных тел дайками основных пород относительно редки. Здесь, кроме даек диабазов и диабазовых порфиритов, пересекающих кварцево-рудные жилы Калгазанского и Мульчихинского месторождений, необходимо упомянуть лампрофировую дайку из рудопроявления г. Боровая.

На этом рудопроявлении на протяжении 270 *м* вскрыта лампрофировая дайка, пересекающая в южной части аплитовую. В зальбандах дайки (в висячем и лежачем боку) прерывисто прослеживается кварцево-турмалиновая жила с шеелитом и висмутином. По данным химических анализов вольфрамовая минерализация устанавливается и непосредственно в самой лампрофировой дайке (особенно в приконтактовых частях). В протолочках из дайки зафиксирован шеелит. Тот факт, что дайка несет вольфрамовую минерализацию, и повлиял при первоначальном установлении возрастных взаимоотношений лампрофировой дайки и вольфрамового оруденения: дайка считалась дорудной. Однако впоследствии в результате детальных исследований было выяснено, что вольфрамовая минерализация, отмечаемая в лампрофировой дайке, должна рассматриваться как регенерированная, а возраст самой дайки — как послерудный. Дайка внедрилась в трещинную зону, разбившую кварцево-турмалиновую жилу на линзообразные блоки. Именно реликты последних мы в настоящее время и находим вдоль висячего и лежачего контактов дайки. В непосредственной близости от контакта дайки жильный кварц испытал интенсивный динамометаморфизм и перекристаллизацию (приложение 23). В самой дайке, особенно в ее приконтактовых частях, встречаются плохо сохранившиеся реликтовые обломки кварцево-турмалиновой жилы (приложение 24). К этим же участкам приурочено и повышенное содержание трехокиси вольфрама. В целом в лампрофировой (керсантит) дайке рудопроявления г. Боровая (за счет заимствования кремнезема из кварцевой жилы) устанавливается резко повышенное содержание кремнезема (55,9%) по сравнению с аналогичными по составу керсантитовыми дайками чуйского комплекса (SiO_2 — 42,34%, Р — 110; образец Р. В. Оболенской). Что касается возраста каледонской вольфрамовой минерализации, то здесь мы располагаем данными по району Бугузунского месторождения, где, как уже указывалось, проявлена вольфрамовая минерализация двух разновозрастных типов, связанных соответственно с развитием раннекаледонского и герцинского магматических комплексов. Формирование раннекаледонского гнейсо-гранитного комплекса и сопутствующей вольфрамовой минерализации происходило в период

формирования Телецкой геосинклинальной зоны. Герцинский гранитный магматизм и сопровождающая его минерализация уже не связаны с геосинклинальным развитием зоны и могут рассматриваться как проявление герцинской активизации каледонских структур, вызванной, по-видимому, процессами развития соседней герцинской Ануйско-Чуйской геосинклинальной зоны (В. А. Кузнецов; 1966). Повторное проявление гранитного магматизма в герцинское время связано с явлениями переплавления древних гранитов, а вольфрамовая минерализация — с ремобилизацией рудного вещества древних метаморфических и гранитоидных пород в процессе гранитообразования.

Для раннекаледонского гнейсо-гранитного комплекса были получены следующие результаты определения абсолютного возраста: гнейсов — 500 — 515 млн. лет (по биотиту и мусковиту; ИГГ СО АН СССР и СНИИГГИМС); мусковитизированных пегматитов, несущих вольфрамовую минерализацию — 469—483 млн. лет (Магаданский научно-исслед. ин-т, Л. В. Фирсов).

Мусковитизированные гнейсы раннекаледонского возраста, которые несут рассеянную вольфрамовую минерализацию, пересекаются дайками сферолитовых порфиров, являющихся производными среднедевонского эффузивно-интрузивного комплекса (Михалева, Сотников, 1968). Эти же дайки пересекают каледонские кварцевые жилы с рассеянным шеелитом; кварц в контакте с дайками испытывает сильный метаморфизм (приложение 25). В свою очередь, на порфиры накладывается грейзенизация, возраст которой (по мусковиту; Магаданский научно-исслед. ин-т, Л. В. Фирсов) определяется в 322—344 млн. лет. Близкий абсолютный возраст (по биотиту, 302—312 млн. лет, определен в той же лаборатории) имеют и диафторированные биотитовые гнейсы, развитые вдоль тектонических зон в районе Бугузунского месторождения. В этих же зонах локализуются герцинские аляскитовые граниты, с которыми связывается молодое вольфрамовое оруденение. Их абсолютный возраст определен (по валовому составу калий-аргоновым методом, СНИИГГИМС) в 290 млн. лет.

С точки зрения возможности совмещения в пределах одного района разновозрастной вольфрамовой минерализации, подобной той, которая характерна для Бугузунского месторождения, заслуживают внимания полученные нами результаты определения абсолютного возраста метасоматических образований («двуслюдяных» гранитов) из Белокурихинского массива по р. Черновая (табл. 100).

Особый интерес к древним (?) «двуслюдяным» гранитам Белокурихинского массива вызван еще и тем, что они содержат рассеянную вольфрамо-

Таблица 100

Результаты определения абсолютного возраста из образований Белокурихинского массива*

№ пробы	Калий, %	Общий аргон, *нмм³/г*	Радиогенный аргон		$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
			%	*нмм³/г*		
355	6,10	0,23799	53,22	0,12666	0,031140	483
355а	7,95	0,59350	25,35	0,15050	0,028395	452
213	7,90	0,16551	56,51	0,09127	0,017330	288
323	8,10	0,20299	49,03	0,09953	0,018440	305

*Химик-аналитик З. В. Болева; радиолог А. И. Перцева (ИГГ СО АН СССР).

Примечание: 355 (по биотиту) и 355а (по мусковиту) — «двуслюдяные» граниты, р. Черновая. 213—кварцево-мусковитовый грейзен Осиновского месторождения (по мусковиту). 323—мусковитовый грейзен Осокинского месторождения (по мусковиту). Порфировидные граниты из района Осиновского месторождения (по биотиту) —333 млн. лет.

вую минерализацию, и в них в целом сосредоточено значительно больше вольфрама, чем во всех известных к настоящему времени в районе массива месторождениях и рудопроявлениях (Сотников, Изюмова, 1965). Они могут также быть источником вольфрама при формировании в них более молодых кварцево-вольфрамитовых жил.

Вольфрам в магматическом и метасоматическом процессах

При изучении закономерностей формирования и размещения эндогенных рудных месторождений одна из важнейших задач — выявление рудоносных интрузивных комплексов и выяснение характера связи оруденения с магматическими образованиями. Установить эту связь для большинства гидротермальных месторождений очень сложно. Кроме структурно-геологических, минерало-петрографических и других критериев генетической связи оруденения с массивами изверженных пород существенное значение имеют геохимические критерии. Основу последних составляет, главным образом, геохимическое родство пород массивов и сопровождающих их постмагматических образований (Коптев-Дворников, Григорьев и др., 1960; Магакьян, Мкртчан, 1960; Сафронов, 1962; Коптев-Дворников, Руб, 1964, и др.).

С другой стороны, некоторые исследователи (Sullivan, 1948) говорят о геохимическом антагонизме рудных элементов и магматических образований, что, по их мнению, и обусловливает невозможность вхождения этих компонентов в состав породообразующих минералов, их обособление и последующую концентрацию. В последнее время опубликованы работы (Таусон, 1961, 1964; Барсуков, 1964, и др.), где указывается на отсутствие заметного первичномагматического обогащения материнской интрузии рудными элементами (в частности, молибденом, вольфрамом, свинцом, цинком), месторождения которых с ней генетически связаны.

Несомненный интерес представляет распространенность вольфрама в позднегерцинских интрузивных образованиях, с которыми отчетливо устанавливается связь месторождений, концентрирующих этот элемент.

Рудоносность позднегерцинских интрузивных массивов Горного Алтая, несмотря на общность петрохимических особенностей слагающих их пород, далеко не равнозначна. Наряду с массивами, в пределах которых концентрируются основные вольфрамовые месторождения и большинство рудопроявлений региона (Синюшинский, Талицкий, Белокурихинский и др.) есть массивы, к которым тяготеют только единичные мелкие рудные точки (Атуркольский, Тоштузекский, Казандинский и др.). Распространенность вольфрама в породах рассматривается по этим двум группам. Вольфрам определен количественным спектральным анализом с чувствительностью $2 \cdot 10^{-4}\%$ по методике, изложенной в работе В. И. Сотникова и Л. Г. Изюмовой (1965).

В гранитах слабо рудоносных интрузивных массивов (табл. 101) вольфрам при данной чувствительности анализа не обнаружен, за исключением двух проб аплитовидных гранитов эндоконтактовой части Казандинского массива, в которых установлено около 2 *г/т* вольфрама. Не обнаружен он и в большинстве проб слабо измененных (калишпатизированных, альбитизированных, мусковитизированных) разностей гранитоидов Тоштузекского массива. Только в одной пробе (из четырех) мусковитизированных гранитов зафиксировано 2,5 *г/т* вольфрама. Повышенное его содержание (до 17 *г/т*) отмечено в редко встречающихся альбитизированных и мусковитизированных гранитах эндоконтактовой части Атуркольского массива.

В гранитах массивов второй группы (табл. 102) содержание вольфрама несколько выше. Но и здесь его количество—за исключением проб, взятых в районе месторождений и рудопроявлений (содержание вольфрама от 2 до 36 *г/т*), где не исключено влияние постмагматических процессов, — обычно не превышает 2—3 *г/т*. Во многих же пробах при данной чувствительности анализа вольфрам не устанавливается. Четыре подобные пробы из Белокурихинского массива были обогащены по методике, изложенной в статье А. П. Виноградова и Л. И. Павленко (1958). В этих пробах было зафиксировано: в порфировидных биотитовых гранитах — $3 \cdot 10^{-5}$ и $5 \cdot 10^{-5}$%, в лейкократовых гранитах — $1 \cdot 10^{-5}$ и $7 \cdot 10^{-5}$% вольфрама.

Максимальное содержание вольфрама (до 190 *г/т*) отмечено в мусковитизированных гранитах, занимающих среди интрузивных массивов пород второй группы большие площади, измеряемые часто десятками *кв. км*. Распределение вольфрама на площадях развития этих гранитов крайне неравномерное и обычно зависит от степени мусковитизации их, достигая максимума в «мусковитовых» гранитах и снижаясь в «двуслюдяных». Но и в последних, даже при незначительном проявлении мусковитизации (развитие мусковита по периферии чешуек биотита) содержание вольфрама

Таблица 101

Содержание вольфрама в слабо рудоносных интрузивных массивах, *г/т*

Характеристика проб	Кол-во проб	W, *г/т*
Тоштузекский массив		
Порфировидные микроклиновые граниты (местами слабо катаклазированные)	5	< 2
Среднезернистые биотитовые граниты	6	< 2
Среднезернистые лейкократовые граниты	1	< 2
Аплитовидные граниты (эндоконтактовая часть массива)	2	< 2
Гранит-порфиры (эндоконтактовая часть массива)	4	< 2
Аплиты	3	< 2
Калишпатизированные гранит-порфиры	2	< 2
Альбитизированные аплитовидные граниты	2	< 2
Слабо мусковитизированные среднезернистые граниты	3	< 2
То же	1	2,5
Казандинский массив		
Порфировидные микроклиновые биотитовые граниты	3	< 2
Среднезернистые биотитовые граниты	3	< 2
Аплитовидные граниты (эндоконтактовая часть массива)	1	< 2
То же	2	~ 2
Атуркольский массив		
Порфировидные микроклиновые биотитовые граниты	4	< 2
Среднезернистые биотитовые граниты	4	< 2
Среднезернистые биотито-роговообманковые граниты	3	< 2
Альбитизированные и мусковитизированные граниты	1	8,5
То же	1	17
»	1	10

Таблица 102

Содержание вольфрама в интрузивных массивах, в пределах которых концентрируется основное вольфрамовое оруденение района

Характеристика проб	Кол-во проб	W, г/т
Белокурихинский массив		
Порфировидные микроклиновые биотитовые граниты	6	<2
»	1	2,5
»	2	~2
»	1*	10
»	1*	23
Среднезернистые биотитовые граниты	5	<2
»	1	~2
Среднезернистые лейкократовые граниты	4	<2
»	1	2
»	1	~2
Мусковитизированные граниты	1	24
»	1	30
»	1	23
»	1	22
»	1	19
»	1	26
»	1	7
»	1	2
»	1	150
»	1	15
»	1	13
»	1	190
»	1	7,4
Талицкий массив		
Порфировидные микроклиновые биотитовые граниты	5	<2
»	1	~2
Среднезернистые биотитовые гранитоиды	1	<2
Мелкозернистые биотитовые граниты	4	<2
»	1*	5,5
»	1*	36
Гранит-порфиры (апикальная часть массива)	2	<2
Биотито-роговообманковые граниты	2	<2
»	1*	8,2
Аплит	1*	~2
Мусковитизированный аплит	1*	2,5
Синюшинский массив		
Среднезернистые слабо порфировидные биотитовые граниты	2	2
»	1	2,5
Среднезернистые биотитовые граниты	2	<2
Аплитовидные граниты	2	<2
»	1	~2
Аплиты	1	3
»	1	<2
»	1*	5,5
»	1*	6,4
Порфировидные микроклиновые биотитовые граниты	1*	2
»	1*	4,5
»	1*	5,5
»	1*	8

* Пробы взяты в районе вольфрамовых месторождений и рудопроявлений.

обычно в 5—10 раз выше среднего содержания его в кислых породах (Виноградов, 1962). Значительно меньше на содержание вольфрама в гранитах влияют процессы калишпатизации и альбитизации, затрагивающие в той или иной степени все породы массивов. Мусковитизированные граниты, концентрирующие значительное количество вольфрама, могут быть одним из источников последнего при формировании более поздних кварцево-вольфрамовых жил.

С этой точки зрения интересны данные опробования метасоматических зон около кварцево-вольфрамитовой жилы Осокинского месторождения (рис. 43), фиксирующие заметный вынос вольфрама из зоны существенно

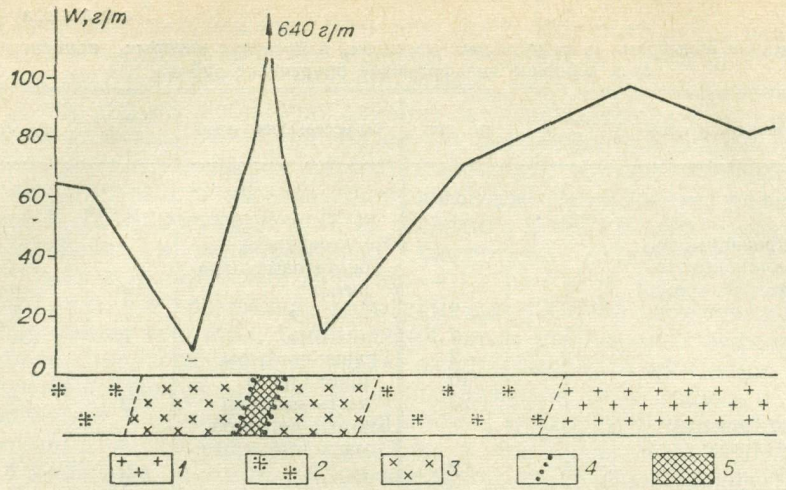


Рис. 43. Распределение вольфрама в зоне околожильного грейзена:

1 — «двуслюдяные» и «мусковитовые» граниты; *2* — грейзенизированные граниты; *3* —существенно кварцевый грейзен; *4* — мусковитовая оторочка; *5* — кварцево-вольфрамитовая жила.

кварцевого грейзена, отделенного от жилы только маломощной прерывистой мусковитовой оторочкой. Характерно, что в этой оторочке зафиксировано резко повышенное количество вольфрама, приближающееся к содержанию его во вмещающих месторождение «мусковитовых» гранитах. Подобное обогащение вольфрамом именно мусковитовой оторочки, на наш взгляд, вполне объяснимо, если учесть ее генезис (формирование за счет материала, вынесенного с более глубоких горизонтов). Не исключен и вынос вольфрама из зоны существенно кварцевого грейзена непосредственно в прилегающую к ней мусковитовую оторочку. Еще менее ясен вопрос о миграции вольфрама в противоположную от жильной трещины сторону. Очевидно, перемещение вольфрама в том или ином направлении будет зависеть от характера и состояния растворов, скорости их фильтрации, энергетических (в частности, тепловых) особенностей среды и др. не менее важных факторов.

Таблица 103

Распределение вольфрама в гранитах и их метасоматически измененных разностях
(Белокурихинский массив)

Минерал	214	355	211	212	213
Кварц	сл	—	2	3	3
Полевые шпаты	—	—	сл		
Биотит	—	—			
Мусковит		40	30	40	40
Апатит	—(2)	—(2)	—(2)		—(4)
Флюорит		—(2)	—		—(3)
Циркон	100			—	300
Сфен	—(2)				
Ильменит		—(3)			
Анатаз					10000
Рутил				800	
Магнетит	—(2)	—(4)			
Пирит			—		
Турмалин		—			
Содержание W в породе, *г/т*	<2	23	74	76	51

Примечание: 214 — биотитовый порфировидный гранит; 355 — «двуслюдяной» гранит (р. Черновая); 211, 212 — грейзенизированный гранит; 213 — кварцево-мусковитовый грейзен. В скобках указано количество анализов. В пробах 211, 212 и 213 присутствует шеелит. «—» — содержание вольфрама ниже чувствительности метода (< 2 *г/т*).

О распределении вольфрама в исходных гранитах и их метасоматически измененных разностях можно судить по табл. 103, из которой видно, что в метасоматитах основное количество вольфрама сосредо-

точено в мусковитах, где он концентрируется преимущественно в виде шеелита. Значительный интерес представляет резкое обогащение вольфрамом рутила и особенно анатаза. Как уже отмечалось, подобное значительное обогащение вольфрамом рутила из пород Уганды указывалось П. Джеффери (Geffery, 1959). Среди других акцессорных минералов (табл. 104) вольфрам зафиксирован в цирконе, гранате, ильмените, мартите, турмалине, апатите, «лейкоксене». Максимальное количество вольфрама (до 1%), наряду с анатазом, было установлено также в нагателите (?) из биотитовых порфировидных гранитов Атуркольского массива.

Таблица 104

Содержание вольфрама в акцессорных минералах гранитов и их метасоматически измененных разностях

Минерал	Гранит		Метасоматит	
	Число проанализированных проб	W, *г/т*	Число проанализированных проб	W, *г/т*
Апатит	7	—	6	14
Сфен	4	10		
Циркон	2	100; 300	4	200;300;60
Нагателит (?)	1	10000		
Рутил			2	800;80
Анатаз			1	~10000
Магнетит	6	—	1	—
Мартит			3	300;250;300
Ильменит	4	55		
Турмалин			8	40;10;300; 10;10;5
«Лейкоксен»			3	100;80;2000
Флюорит			11	—

В породообразующих минералах гранитов вольфрам при данной чувствительности анализа отмечается значительно реже: из 12 проанализированных проб кварца вольфрам зафиксирован только в двух (11; и 2 *г/т*); из 15 проб полевого шпата — в 5 (по 2 *г/т*); из 7 проб биотита — ни в одной. Путем обогащения в биотите (из биотитовых порфировидных гранитов Белокурихинского массива № 214) было определено $8 \cdot 10^{-6}$% вольфрама (0,08 *г/т*). В кварце из метасоматически измененных гранитов вольфрам устанавливается постоянно в количестве 2—4 *г/т* (по-видимому, за счет состава газовожидких включений; не исключена также сорбированная форма нахождения вольфрама).

Поведение вольфрама в магматических образованиях нижнеордовикского гнейсо-гранитного комплекса и их измененных разностях было уже рассмотрено при характеристике Бугузунского месторождения. Вольфрам в том или ином количестве зафиксирован во всех исследованных разновидностях пород района, но далеко не во всех пробах. При этом отмечается его резко неравномерное распределение, особенно характерное для пород недостаточной проработки (неполное магматическое замещение). В целом, рассматривая распределение вольфрама в породах нижнеордовикского гнейсо-гранитного комплекса, необходимо, быть может, иметь в виду как состав исходных (первично осадочных) пород, так и степень их преобразования. Эти же факторы, в первую очередь, обусловили и наблюдаемое разнообразие пород крупного мигматитового строения Бугузунского массива.

Резкая неравномерность содержания вольфрама, когда мы на значительном интервале сталкиваемся с пробами, количество вольфрама в ко-

торых колеблется от необнаруженного (при данной чувствительности анализа) до 50—70 (чаще до 20—30) *г/т*, является характерной особенностью нижнепалеозойского гнейсо-гранитного комплекса и резко отличает его от позднегерцинского, для неизмененных пород последнего такой разброс в содержании вольфрама не установлен.

Распределение вольфрама в данном случае является отражением генетических особенностей магматических образований этих двух разновозрастных комплексов. Более равномерное распределение вольфрама характерно для пород интрузий позднегерцинского комплекса, являющихся, несомненно, результатом кристаллизации магматического расплава, интрудировавшего в толщи вмещающих пород. Неравномерное же распределение вольфрама более типично для пород нижнеордовикского гнейсо-гранитного комплекса, которые в большинстве случаев формировались на месте в результате магматического замещения вмещающих пород. Естественно, что в этом случае, особенно при неполном преобразовании вмещающих пород, будут сказываться особенности первоначального распределения вольфрама в них.

К сожалению, непосредственно в районе Бугузунского массива первично-осадочные породы, явившиеся исходными, практически не сохранились. Химические анализы двух проб слабо измененных пород (песчаники и алевролиты) показали по 0,0025% вольфрама.

Для характеристики содержания вольфрама в нижнепалеозойских осадочных породах Горного Алтая мы располагаем 32 количественными спектральными анализами проб известково-песчанистой флишоидного облика толщи $Cm_3 — O_1$ района г. Карасу-Бажи (южный склон Курайского хребта), любезно предоставленными нам П. М. Бондаренко. Из 32 проанализированных проб вольфрам обнаружен в восьми (4; 5 *г/т* — 2 пробы; 25; 28; 36; 40 *г/т* — 2 пробы). Эти же пробы были проанализированы на молибден, содержание которого колеблется от необнаруженного (при данной чувствительности $> 0{,}2$ *г/т*) до 50 *г/т*. Если исключить 6 проб, в которых молибден не обнаружен, то его среднее содержание по оставшимся 26 пробам составит 8 *г/т*, что заметно превышает его кларковое количество (1 *г/т*). Какой-либо корреляции содержания молибдена с содержанием вольфрама по данным пробам не устанавливается.

Приведенные данные свидетельствуют о возможности заимствования вольфрама (и, возможно, молибдена) из первично-осадочных пород, за счет которых формируются магматические образования нижнеордовикского гнейсо-гранитного комплекса и участие которых в процессе становления производных позднегерцинского комплекса несомненно. Возможны два типа заимствования: 1) непосредственный (по схеме: первично-осадочная порода — рудное тело); таковыми, в частности, являются процессы при формировании кварцевых жил с шеелитом «альпийского типа» и некоторые жилы другого генезиса; 2) через магматический этап (по схеме: первично-осадочная порода — магматические образования — рудное тело). Оценить долю вольфрама (и молибдена) из первично-осадочных пород, в частности, флишоидной толщи $Cm_3 — O_1$, в общем балансе рудного вещества в настоящее время не представляется возможным. Однако преимущественная приуроченность большинства рудоносных массивов к району развития древней флишоидной толщи, а также широкая распространенность шеелита в шлихах, взятых из районов метаморфизованных флишоидных толщ, позволяют предполагать, что эта доля может быть значительной.

Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации

В решении вопросов рудогенеза, наряду с исследованием физико-химических особенностей гидротермальных систем, значительная роль отводится изучению влияния вмещающих пород — среды, в которой протекают гидротермальные процессы. Влияние вмещающих пород на процессы рудообразования рассматривается преимущественно с позиции их химических особенностей. Значительно меньшее внимание уделяется физическому состоянию и механическим свойствам вмещающих пород, которые (некоторое исключение, пожалуй, представляет пористость) рассматриваются, в основном, в свете решения вопросов развития структур месторождений. И очень недостаточное внимание отводится энергетическим и теплофизическим особенностям пород. Сведения по этому вопросу ограничиваются, как правило, единичными определениями для изолированных образцов. Вместе с тем, как нам представляется, эти данные в приложении к конкретным геологическим объектам позволят получить ценные результаты по ряду вопросов рудогенеза и во многих случаях дадут возможность полнее охарактеризовать взаимодействие (взаимосвязь) вмещающей среды и гидротермальной системы.

Именно в последнем плане по данным экспериментальных исследований теплот растворения, теплоемкости, тепло- и температуропроводности метасоматитов и исходных пород и проведен нами совместно с А. Н. Дударевым энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации — на примере месторождений грейзено-редкометально-вольфрамовой рудной формации Горного Алтая. Не останавливаясь детально на полученных нами результатах по изменению теплофизических и энергетических свойств горных пород в процессе формирования кварцево-мусковитовых и существенно кварцевых грейзенов Горного Алтая, а также на технике самого эксперимента, сведения о которых уже изложены (Дударев, Сотников, 1965; 1970; Сотников, Дударев, 1966), приведем наиболее интересные выводы.

В процессе грейзенизации возникает сложный комплекс метасоматических образований, заметно различающихся по своим теплофизическим характеристикам. Образуются породы с более низкими энергетическими (тепловыми) уровнями, что выражается уменьшением их удельной теплоемкости, теплот растворения и теплосодержания, высвобождением большого количества тепла.

Образуются зоны, сложенные породами термически более активными. Под термической активностью породы мы подразумеваем способность их прогреваться быстрее и больше при прочих равных условиях. Термически активные породы характеризуются низкими энергетическими (тепловыми) уровнями, меньшими теплоемкостями, теплосодержаниями и повышенными значениями теплопроводности.

Энергетический (тепловой) уровень горной породы зависит от состояния породы и определяет ее физические и теплофизические свойства. Общее энергетическое состояние породы можно представить в виде потенциального барьера определенной высоты. Чем выше барьер, тем больше энергии необходимо для его преодоления. Это имеет большое значение при геологических процессах. В случае грейзенизации путем сравнения теплот растворения пород, измененных в разной степени, было установлено, что исходные породы находятся на более высоком энергетическом (тепловом) уровне, они более устойчивы термически, пассивны и являются своеобразными тепловыми изоляторами. Измененные породы из зон грейзенизации имеют относительно низкий энергетический (тепловой) уровень, более активны и обладают свойством тепловых проводников. Таким обра-

зом, в исходных породах, термически однородных и пассивных, находящихся на сравнительно высоком энергетическом (тепловом) уровне, в результате метасоматического изменения образуются тепловые проводники (термически активные породы) с большей способностью к передаче тепла; т. е. в первоначально квазиизотропной среде появляются зоны, отличающиеся развитием значительных градиентов температур, теплосодержания и других тепловых свойств. Последнее обстоятельство начинает играть существенную роль при динамическом температурном режиме, когда дифференциация пород по тепловым свойствам подчеркивается и усиливается возникновением температурных градиентов. В участках грейзенизации возникают неоднородные температурные поля.

Полученные данные о высвобождении при грейзенизации значительного количества тепла позволяют высказать предположение о возможности самоускорения метасоматических реакций или хотя бы поддержания процесса на определенном уровне. Расчеты изменения температур, теплосодержания и тепловых эффектов процесса свидетельствуют об образовании значительной свободной энергии в зоне грейзенизации как за счет уменьшения теплоемкости пород, приводящей к более интенсивному прогреву теплопроводников метасоматических зон при одном и том же тепловом потоке, так и благодаря экзотермическому характеру процесса. При грейзенизации одного грамма исходных пород выделяется до 700 *кал*.

Расчет показывает, что тепла, выделенного 1 *г* породы, достаточно для нагревания 10 *г* породы ($\overline{C_p} = 0{,}200$ *кал/г · град*) на 350°С при условии отсутствия выноса тепла и теплообмена с окружающей средой. В реальных условиях большое значение, несомненно, имеет продолжительность процесса грейзенизации, что в значительной степени определяет роль выделившегося тепла.

Исходя из измеренных теплофизических и энергетических характеристик исходных пород и грейзеновых образований и оценки проницаемости их, найдено, что саморазогрев в реакционной зоне возможен при определенных соотношениях между величинами проницаемости (скоростью фильтрации флюида), растворимости пород и интенсивности экзотермического эффекта процесса. Существует критическая проницаемость, с превышением которой саморазогрев невозможен. Эта проницаемость лежит в пределах 1—10 *мд*.

Зоны термически активных пород, находящиеся среди тепловых изоляторов, в силу термодинамических и теплофизических свойств становятся дополнительными стоками тепла и «тепловыми флюидопроводниками», являясь областью повышенной миграции гидротерм.

В заключение следует отметить, что энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации (как и других метасоматических процессов), проводимый в комплексе с другими исследованиями, позволяет полнее выявить генетическую сущность метасоматических явлений, отразить качественную и отчасти количественную сторону происходящих при этом тепловых превращений.

О температурах рудообразования и составе минералообразующих растворов

Для суждения о температурах процесса рудообразования в нашем распоряжении имеются данные (150 замеров) по исследованию газово-жидких включений кварца метасоматитов и жильного выполнения, а также результаты термобарического изучения вольфрамитов, сведения о которых приведены при характеристике минералов.

Максимальные температуры гомогенизации газово-жидких включений зафиксированы в кварце из метасоматически измененных пород, особенно калишпатизированных и альбитизированных гранитов, где нередко отмечаются температуры до 500—550°. Однако преобладающее число замеров приходится на интервал 400—500°.

Для кварца жильного выполнения, в основном, характерны температуры 350—470°, относительно меньшие температуры (300—430°) были зафиксированы при исследовании газово-жидких включений из кварцевых жил Батунковского, Токаревского месторождений и рудопроявления г. Седло, т. е. тех рудных проявлений, которые локализованы в экзоконтактовых зонах интрузивных массивов. Близкие температуры были получены и Ж. Д. Никольской (1961) для Урзарсайского месторождения (метод растрескивания). По ее данным основная рудоносная стадия проявилась при 380°. Возможно, что более низкие температуры вообще будут характерны для месторождений, наиболее удаленных от рудоносной интрузии.

Какого-либо заметного различия по температурам гомогенизации между кварцево-вольфрамитовыми жилами первой и второй генерации (исследовались жилы Осиновского месторождения) не обнаружено. Правда, здесь в связи со значительной нарушенностью кварцевых жил первой генерации не исключена возможность перенаполнения старых включений более поздними растворами, из которых образовывались кварцево-рудные жилы второй генерации.

Температуры гомогенизации газово-жидких включений из кварца, сопровождающего поздние сульфиды, судя по имеющимся у нас единичным замерам, колеблются в пределах 280—380°, т. е. незначительно отличаются от температур становления кварцево-вольфрамитовых жил. Это еще раз подтверждает тесную связь сульфидной (в частности, висмутовой) минерализации с вольфрамовой. Связь эта иногда бывает настолько тесной, что выделить сульфидную минерализацию в качестве самостоятельной стадии на некоторых месторождениях не представляется возможным. С подобными затруднениями сталкивались и другие исследователи, изучавшие вольфрамовые месторождения аналогичного типа (Bloot, De Wolf, 1953; Малиновский, 1965, и др.).

Некоторые представления о составе минералообразующих растворов могут дать результаты анализа водных вытяжек из кварца жильного выполнения (табл. 105). Вытяжки приготовлялись по общепринятой методике, анализ их производился на квантоваке К-15000 В (Н. В. Арнаутов), калий и натрий определялись пламенной фотометрией, фтор — химически (Н. С. Тюленева).

Все водные вытяжки, за исключением вытяжки из кварцево-вольфрамитовых жил первой генерации Осиновского месторождения, характеризуются существенно натриевым составом при заметном преобладании натрия над

Таблица 105

Состав водных вытяжек из кварца кварцево-вольфрамитовых жил, *г/л*

Месторождение	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Ti	K	Na	Ni	F	*pH*
Осиновское (первая генерация)	14,1	1,4	2,8	2,6	1,4	22,6	1,4	10,9	2,8	0,4	1,4	5,25
Осиновское (вторая генерация)	10,7	0,7	1,4	—	1,0	14,0	0,1	2,7	5,5	0,2	0,7	5,25
Слюдянское	21,4	0,1	0,3	1,2	0,3	5,9	0,2	2,2	7,1	0,1	0,9	5,35
Токаревское	12,5	0,1	1,2	1,9	0,4	14,4	0,4	1,0	3,7	0,1	0,6	5,5
г. Седло	72,4	0,2	1,7	—	1,2	14,7	0,1	13,2	36,5	0,4	0,6	5,3
Калгутинское	68,5	—	1,2	0,5	0,7	21,1	0,5	4,4	16,6	0,3	0,6	5,3

калием. Для вытяжки из ранних кварцевых жил Осиновского месторождения, наоборот, установлено заметное преобладание калия над натрием (K — 10,9 *г/л*; Na — 2,8 *г/л*). Эти жилы по составу водных вытяжек вообще отличаются от кварцевых жил других месторождений, в том числе и от более поздних жил (кварцево-вольфрамитовых второй генерации) самого Осиновского месторождения. Для них характерно повышенное содержание всех компонентов, за исключением натрия (по сравнению со всеми другими месторождениями), калия (рудопроявление г. Седло) и кремния (в сравнении с Калгутинским, Верхнеслюдянским месторождениями и рудопроявлением г. Седло). Преимущественное обогащение водных вытяжек из кварцевых жил первой генерации обусловлено, очевидно, тем, что при формировании этих жил значительную роль играли явления замещения, вовлекавшие в рудный процесс компоненты пород, непосредственно вмещающих кварцевые рудные жилы.

По повышенному содержанию некоторых компонентов (кремний, натрий, калий) выделяются также кварцевые жилы рудопроявления г. Седло, характеризующиеся включением значительных количеств обломков вмещающих пород. По содержанию кремния в водных вытяжках к рудопроявлению г. Седло приближается только Калгутинское месторождение.

Содержание фтора во всех исследованных вытяжках более или менее одинаковое. Несколько выделяется только вытяжка из кварцево-вольфрамитовой жилы первой генерации Осиновского месторождения. Характерно, что в самой этой жиле встречается только редкая мелкая вкрапленность флюорита. В то же время в вытяжках из кварцевых жил таких месторождений, как Верхнеслюдянское (особенно Калгутинское), где флюорит является обычно жильным минералом, отмечено несколько пониженное количество фтора. Таким образом, какой-либо зависимости содержания фтора в водных вытяжках от количества флюорита в жильном выполнении не устанавливается. Аналогичные результаты были получены нами и при исследовании водных вытяжек из кварца на месторождениях медно-молибденовой рудной формации (на Сорском — со значительным содержанием флюорита в рудах — и Жирекенском, где флюорит является минералогической редкостью).

По *pH* водных вытяжек исследованные образования близки. Несколько выделяется только водная вытяжка из кварцево-шеелитовых жил Токаревского месторождения.

Акцессорные минералы метасоматитов как индикаторы особенностей процесса рудогенеза и металлогении

В последние 15—20 лет изучению акцессорных минералов изверженных пород уделяется значительное внимание в связи с решением теоретических и практических вопросов петрогенезиса и металлогении. О больших успехах, достигнутых в этой области, свидетельствуют составленная В. В. Ляховичем (1964) краткая аннотированная библиография работ по акцессорным минералам магматических пород (преимущественно гранитоидов), а также значительный круг участников и многочисленные доклады, представленные на Всесоюзном совещании по методам изучения и значению акцессорных минералов изверженных пород в 1963 г. и на Юбилейной сессии, посвященной 10-летию лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ, в 1965.

Несмотря на детальное изучение содержания, распределения и особенностей акцессорных минералов в изверженных породах поведению этих

минералов в постмагматических процессах уделено гораздо меньшее внимание, причем имеющиеся сведения зачастую носят отрывочный характер. В то же время детальное изучение акцессорных минералов в процессе метасоматических преобразований поможет выявить металлоносность интрузивных образований и ответить на вопросы об эволюции состояния и состава постмагматических растворов. На необходимость усиления исследований акцессорных минералов метасоматически измененных пород указано и в решении Всесоюзного совещания 1963 г.

Изучение акцессорных минералов метасоматически измененных пород часто носит формально-описательный характер без широкого применения тонких химических и физических методов исследования. Основное внимание уделяется преимущественно морфологическим особенностям минералов, реже — их оптической характеристике, составу элементов-примесей и количественным соотношениям. Получаемый в процессе подобных исследований материал во многих случаях ограничивает возможности геолого-генетических и геохимических построений, для которых требуются раскрытие и детализация структуры минералов, их физических свойств, фазовых превращений, типов химических связей и пр., т. е. широкое использование методов генетической минералогии при изучении типоморфизма минералов. Последнее позволяет расширить возможности метода акцессорных минералов для решения целого круга геологических вопросов и полнее использовать накопленный к настоящему времени в минералогии значительный материал о зависимости различных свойств минералов от изменения состава основных компонентов (особенно в изоморфных рядах с широкой сместимостью), а также зависимость типоморфных особенностей минералов от условий их образования.

Уже в настоящее время изучение акцессорных минералов из метасоматических образований делает возможным поставить, а иногда и более или менее успешно разрешить вопросы, среди которых первоочередными, на наш взгляд, должны быть: 1) физико-химические и геохимические особенности процесса минералообразования; 2) характер связи оруденения с определенным магматическим комплексом; 3) акцессорные минералы — один из возможных источников рудного вещества; 4) использование акцессорных минералов в качестве индикаторов при шлиховых поисках с применением геохимических и физических методов; 5) акцессорные минералы — возможный перспективный источник некоторых полезных ископаемых.

Физико-химические и геохимические особенности процесса минералообразования. В процессе изучения метасоматических образований при всестороннем исследовании основных породообразующих минералов вне внимания исследователей часто остается большая группа акцессорных. До настоящего времени в некоторых работах встречается собирательный термин «рудный минерал», под которым объединяются все непрозрачные минералы, многие из которых, безусловно, заслуживают более пристального внимания.

Вместе с тем именно акцессорные минералы раньше и заметнее породообразующих минералов реагируют на метасоматические процессы, являясь чувствительным индикатором интенсивности развития и характера метасоматоза. Эта особенность акцессорных минералов с успехом может быть использована для оценки степени метасоматического преобразования пород в тех случаях, когда метасоматоз не был настолько интенсивен, чтобы вызвать заметные преобразования породообразующих минералов. Последнее особенно важно при анализе распределения рудных элементов в пределах интрузивных массивов и при выяснении степени первичного магматического обогащения материнской интрузии этими элементами.

В связи с тем, что исследователю обычно приходится иметь дело не только с метасоматитами площадного характера, но и с метасоматическими

образованиями «локального» типа, развивающимися как в зальбандах кварцеворудных жил или на их продолжении, так и вдоль трещин, можно рекомендовать два метода отбора проб. Для «площадных» метасоматитов — точечный метод с учетом конфигурации и степени развития отдельных метасоматических фаций. Для «локальных» (околожильных или околотрещинных) метасоматитов, имеющих часто зональное строение, целесообразен отбор проб по профилям вкрест простирания метасоматических зон с таким расчетом, чтобы было можно проследить эволюцию акцессорных минералов от исходных пород — через их метасоматически измененные разности — до типичных метасоматитов. Во многих случаях здесь можно рекомендовать бороздовый (задирковый) метод отбора проб. Вес проб будет зависеть от применяемой методики отбора и от мощности метасоматических зон, поэтому необходимо отдавать предпочтение тому методу, который,

Таблица 106

Изменение количественного содержания апатита при «площадной» грейзенизации (Каракольское месторождение), *г/т*

Разновидность апатита	Гранит	Мусковитизированный гранит		
		«двуслюдяной» Mu<Bi	«двуслюдяной» Mu>Bi	«мусковитовый»
A-1	100	31	16	13
A-2	—	8	301	226
A-3	—	—	—	26
Сумма	100	39	317	265

Таблица 107

Изменение количественного содержания апатита при околожильном метасоматозе (Каракольское месторождение), *г/т*

Разновидность апатита	Гранит	Альбитизированный гранит	Кварцево-мусковитовый грейзен
A-1	100	—	—
A-4	—	53	6165
Сумма	100	53	6165

наряду с объективностью информации, обеспечивает получение максимальных навесок акцессорных минералов, необходимых для дальнейшего анализа.

Для обработки протолочных проб, судя по нашему опыту, с успехом могут быть применены методы обработки проб магматических пород, дающие достоверные данные о количественных соотношениях акцессорных минералов в исследуемых образованиях.

Таблица 108

Изменение количественного содержания апатита при околотрещинном метасоматозе (Осиновское месторождение), *г/т*

Разновидность апатита	Гранит	Грейзенизированный гранит		Кварцево-мусковитовый грейзен
A-1	447	260	109	—
A-4	—	832	1191	3311
Сумма	447	1092	1300	3311

Количественный анализ является необходимым и важнейшим звеном в исследовании акцессорных минералов метасоматитов (как и исходных пород). Здесь следует отметить, что приводимая часто формально количественная оценка соотношений акцессорных минералов при метасоматических преобразованиях без учета их отдельных генераций не отражает всей специфики эволюции этих минералов при метасоматозе. Обычно происходят не просто механическое увеличение или уменьшение количества акцессорных минералов, а сложные превращения, сопровождающиеся как растворением минералов одних разновидностей до полного их исчезновения, так и образованием других, характеризующихся своими специфическими кристаллографическими, химическими и физическими особенностями. Это по-

ложение может быть хорошо проиллюстрировано на примере детально изученной нами эволюции апатита в процессе грейзенизации (табл. 106—108).

Из приведенных таблиц видно, что апатит исходных пород в процессе метасоматоза растворяется, а на смену ему появляются новые разновидности. Если к количественной оценке апатита подходить суммарно, то на фоне общего увеличения минерала в процессе грейзенизации можно выделить метасоматически измененные разности пород, в которых содержание апатита меньше, чем в исходных гранитах. В действительности же здесь происходят два процесса: сокращение количества апатита исходных гранитов и увеличение содержания апатита, характерного для измененных разностей. Соотношением этих процессов и регулируется суммарное содержание апатита в отдельных метасоматических зонах.

Таким образом, одной из основных задач при количественном анализе акцессорных минералов в метасоматических процессах является четкое выделение формирующихся генераций минералов. Для этих целей часто бывает недостаточно только морфологических признаков, и приходится привлекать более тонкие методы исследования. В частности, уже упомянутые выше генерации апатита первоначально были выделены нами путем люминесцентного анализа.

В большинстве случаев для более обоснованного выделения генераций минерала целесообразно использовать не один какой-нибудь отдельно взятый признак, а ряд признаков, характерных для определенного геологического процесса. Возникает вопрос о типоморфизме минералов. Еще А. Е. Ферсман (1939) писал, что типоморфные минералы «определяют условия и время, т. е. геофазу геохимического процесса, и их изучение столь же важно для понимания процессов..., как палеонтологическое исследование руководящих форм для анализа какой-либо осадочной свиты. Типоморфным минералом является в ходе процесса сам минерал, как таковой, но это бывает сравнительно редко; чаще типоморфным являются отдельные свойства минерала, определяющие те или иные черты, характерные для данного момента процесса».

Таким типоморфным свойством для апатита является, как это уже было отмечено, характер его люминесценции. В связи с этим представляют интерес имеющиеся в литературе данные о зависимости цветового характера и интенсивности люминесценции от кислотности—щелочности среды. Так, В. В. Варгин и Т. И. Вайнберг (1945) указывали, что повышение щелочности отрицательно сказывается на люминесценции и, наоборот, повышение кислотности благоприятствует увеличению интенсивности свечения. А. А. Бундель, А. И. Русанова и Е. В. Яковлева (1945) также, отмечая увеличение яркости свечения с повышением кислотности среды при осаждении, пришли к выводу, что при понижении кислотности цвет свечения сдвигается от чисто голубого к фиолетовому (появление красной полосы), и наоборот. Действительно, в рассмотренном выше случае апатиты с относительно интенсивной голубой люминесценцией по отношению к апатитам с желтой люминесценцией являются более поздними образованиями, формирующимися в условиях несколько повышенной кислотности.

В этом плане отмечавшиеся нами в некоторых грейзеновых образованиях зональные зерна апатита (чередование зон с желтой и голубой люминесценцией) свидетельствуют, очевидно, о колебаниях кислотности—щелочности среды минералообразования. Зональный апатит чаще всего отмечается в тех метасоматических зонах, где физико-химические условия среды менее стабильны (преимущественно внешние зоны и близкие к ним по своим особенностям площадные метасоматиты).

О колебаниях режима кислотности—щелочности растворов при общем возрастании их кислотности в процессе грейзенизации свидетельствует,

по-видимому, и сам факт растворения апатита одних генераций и появление других. Экспериментально установлено (Яговик, 1955), что фосфаты наиболее устойчивы в нейтральной и близкой к ней области. В то же время в существенно кислых и щелочных растворах отмечается переход фосфатиона в раствор как из природных минералов, так и из многих искусственных соединений.

Интересные данные о физико-химических особенностях метасоматических процессов (в частности, кислотности—щелочности среды и окислительно-восстановительных условиях) могут быть получены при исследовании эволюции в процессе метасоматоза титановых минералов (Монич, 1957; Хасанов, Кривощекова, 1964; Гогель, 1965; Никитина, Сотников, 1967; Никитина, Сотников, Архипенко, Зюзин, 1966, и др.). Хотя содержание двуокиси титана остается практически постоянным на протяжении всего процесса метасоматического преобразования гранитов (преимущественно постмагматическое кислотное выщелачивание), минеральная форма его испытывает существенные превращения. Титановые минералы исходных пород (ильменит, сфен) в условиях изменившейся физико-химической обстановки становятся неустойчивыми и разрушаются, давая начало новым модификациям двуокиси титана, более устойчивым в создавшейся среде. Это последовательное изменение ильменита и сфена в процессе метасоматоза с образованием новых титановых минералов, а также характерный для них широкий изоморфизм и привлекают к ним внимание, как к минералам, отражающим физико-химические условия на различных этапах метасоматического преобразования пород.

В стадии постмагматического выщелачивания химическое изменение ильменита сопровождается переходом двухвалентного железа в трехвалентное и отсюда — увеличением роли окисного железа в общем его балансе, с последующим выщелачиванием этого железа и обогащением возникающего продукта окисью титана. В зависимости от кислородного потенциала могут быть различные случаи превращения ильменита. При этом достаточно четким индикатором интенсивности проявления метасоматоза может служить отношение общего железа к двуокиси титана в продуктах преобразования ильменита (табл. 109).

Таблица 109

Степень выщелачивания ильменита из метасоматических образований Каракольского месторождения

Вмещающая порода	$FeO+Fe_2O_3$	TiO_2	$\frac{Fe_{общ}}{TiO_2}$
Гранит	60,74	29,06	2,09
Мусковитизированный гранит .	60,21	29,68	2,08
Кварцево-мусковитовый грейзен	37,48	42,46	0,88

С успехом может быть использован и предлагаемый В. А. Калюжным (1965) модуль лейкоксенизации минералов титана: $M_л = \frac{л}{с}$, где $M_л$ — модуль лейкоксенизации, л — объемное или весовое содержание лейкоксенизированных зерен; с — объемное или весовое содержание неизмененных и лейкоксенизированных зерен.

Оценка окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования может быть проведена по форме вхождения железа в рутил,

являющийся конечным продуктом преобразования минералов титана исходных пород (Якшин, 1959; Вертушков и др., 1964, и др.).

Одним из важнейших физических свойств турмалина, отражающих особенности состава среды минералообразования, является его окраска, зависящая от количественного и качественного соотношения хромофоров Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{3+}, Cr^{3+} (Сливко, 1957). В целом для грейзенизированных образований характерны высокожелезистые турмалины. Отмечено, что от гранитов к грейзенам роль железа в турмалине снижается (от 19,68 до 11,9% $FeO + Fe_2O_3$), а содержание MnO несколько повышается (от 0,05 до 0,19%). В этом же направлении резко снижается в турмалине содержание циркония, ниобия, а также никеля, кобальта, ванадия, хрома и меди.

Благодаря исключительному многообразию кристаллографических форм и хорошей сохранности кристаллов циркон является одним из основных акцессорных минералов, привлекающих внимание исследователей.

В процессе метасоматоза циркон, как правило, становится неустойчивым, растворяется и поэтому наличие его в гранитах в значительной степени зависит от интенсивности проявления постмагматических процессов. Вместе с тем на определенном этапе развития постмагматических процессов (главным образом, в ранней щелочной стадии) появляется новообразованный циркон, представленный преимущественно темноокрашенными разностями часто бипирамидального облика, приближающимися по свойствам к циртолиту или малакону (Масгутов, 1957; Гогель, 1960; 1964; Туровский, 1960; Ляхович, 1962; 1963; Сотников, Никитина, 1963; Берзина, Сотников, 1963; Сырицо, Черник, 1965, и др.). Новообразованный циркон отличается повышенным содержанием урана, тория, редких земель и гафния.

Инфракрасные спектры поглощения новообразованного бурого непрозрачного циркона дипирамидального облика из калишпатизированных пород месторождений медно-молибденовой формации Хакасии и Забайкалья характеризуются уменьшением интенсивности полосы 620 $см^{-1}$ и большей интенсивностью полосы 530 $см^{-1}$, что свидетельствует о метамиктизированности цирконов (Берзина, Сотников, Голубова, Ковалева, 1969).

Как отмечал В. В. Ляхович (1963), обилие темноокрашенных, полупрозрачных цирконов может служить указанием на процессы щелочного метасоматоза. При этом им было высказано предположение, что повышенная концентрация щелочей стимулирует преобладающий рост призматической грани (100).

В качестве геохимического индикатора минералообразующих процессов с успехом, очевидно, может быть использовано отношение Hf/Zr в цирконах.

С генетической стороны несомненного внимания заслуживают включения и наросты на кристаллах циркона, вопрос о генетическом смысле которых широко дебатируется в литературе (Butterfield, 1936; Smithson, 1937; Bond, 1948; Poldervaart, Eckelmann, 1955; Ляхович, 1963). При выяснении генезиса включений в цирконах (как и в других акцессорных минералах) следует постоянно иметь в виду возможность их образования в процессе метасоматоза (Берзина, Сотников, 1963).

Приведенных примеров, на наш взгляд, вполне достаточно, чтобы показать те большие возможности, которые открывает детальное изучение акцессорных минералов для постановки и разрешения физико-химических и геохимических вопросов.

Одна из важнейших задач на данном этапе — выявление типоморфных минералов (и особенно типоморфных свойств), характерных для определенных метасоматических фаций, с тем, чтобы в дальнейшем перейти уже непосредственно к генетической задаче: выявлению особенностей метасо-

матических процессов по типоморфным признакам образующихся при этом акцессорных минералов.

Особого внимания при этом заслуживают полигенетические минералы, образующиеся и устойчивые в широком интервале температур и давлений, значительно распространенные и характеризующиеся изменчивостью состава и физических свойств. На данном этапе широкого поиска этих типоморфных признаков обширную информацию могут дать методы, базирующиеся на новейших достижениях физики твердого тела, теплофизики, ядерной физики, атомной спектроскопии, физической и аналитической химии и других наук.

Изучение особенностей акцессорных минералов метасоматитов должно проводиться в тесной связи с изучением акцессорных минералов исходных пород. Фактически изучению эволюции акцессорных минералов в метасоматических процессах должно предшествовать детальное исследование минералов неизмененных пород.

Характер связи оруденения с определенными магматическими комплексами. При решении сложных вопросов связи оруденения с магматизмом во многих работах в той или иной степени привлекаются акцессорные минералы. Далеко не полный перечень этих работ приводится в библиографическом справочнике, составленном В. В. Ляховичем (1964). Эти же вопросы затрагиваются и в статьях недавно опубликованного сборника «Металлогеническая специализация магматических комплексов» (Григорьев, Доломанова; Коптев-Дворников, Руб; Меликсетян; Туровский — 1964). Но в большинстве случаев при установлении характера связи преимущественно рассматриваются только акцессорные минералы первичномагматических пород, и их особенности, в частности характер элементов-примесей, сравниваются с особенностями аналогичных минералов в рудных телах, например кварцевых жилах. Акцессорные минералы метасоматитов при этом часто исключаются из сферы исследования. В то же время число «проходящих» минералов, встречающихся как в интрузивных породах, так и в кварцевых жилах, ограничено. Гораздо чаще именно среди метасоматических пород мы встречаем тот же комплекс минералов, что и среди интрузивных образований. Кроме того, при изучении только двух крайних составляющих «порода—руда» выпадает промежуточное звено «метасоматит», и труднее восстанавливаются родственные связи, а часть родственных признаков без этого дополнительного звена вообще может быть потеряна. Особенно это важно для тех типов полезных ископаемых, которые по своим термодинамическим условиям значительно отделены от магматических масс, но для которых по цепочке метасоматитов эта связь может быть установлена.

При всех прочих достоинствах «метода акцессорных минералов» следует, однако, признать, что к настоящему времени мы располагаем еще недостаточным материалом для эффективного его использования.

Как известно, одним из важных признаков связи оруденения с магматическим комплексом является присутствие в интрузивных породах рудных минералов в виде акцессориев при изучении интрузивных. Однако при изучении интрузивных образований Горного Алтая мы неоднократно отмечали присутствие «рудных акцессориев» в породах тех магматических комплексов, с которыми рудная минерализация никакой связи не имеет (за исключением чисто пространственной и притом чисто случайной). При этом породы не имели фиксируемых следов изменения. Так во всех без исключения интрузивных породах (разного возраста — от кембрийских до позднегерцинских, и разного состава — от гипербазитов до лейкократовых гранитов) Курайской рудной зоны, характеризующейся ртутным металлогеническим профилем нами в том или ином количестве была зафиксирована киноварь. При этом наиболее повышенное содержание киновари от-

мечалось в породах массивов, приближенных пространственно к ртутным рудопроявлениям и месторождениям, являющимся самыми молодыми рудными образованиями в районе. Присутствие киновари в каледонских и позднегерцинских гранитоидах батолитового типа отмечалось и в других районах Горного Алтая и Кузнецкого Алатау.

В том же Курайском хребте — в гранитах кубадринского комплекса (абсолютный возраст 456 млн. лет), гранитах и диоритах таджилинского комплекса (360 млн. лет) зафиксирован касситерит (Никитина, Берзина, Скуридин, 1963). Этот же минерал, кстати, совместно с киноварью был установлен и в протолочках руд Артулукского медного рудопроявления, для которого наиболее вероятной представляется связь с герцинским магматизмом (Тычинский, Сотников, Никитина, 1961). Источником олова во всех рассмотренных случаях является, очевидно, флишоидная осадочно-метаморфическая толща района.

В протолочках из лампрофировых даек, относимых к самостоятельному магматическому комплексу (P — Mz), часто отмечался шеелит, в то время как непосредственные наблюдения над взаимоотношением этих даек с вольфрамовой минерализацией района однозначно свидетельствуют об их более молодом возрасте. Вольфрамовая же минерализация имеет связь с позднегерцинским комплексом батолитовых гранитов (C—P). Для этого случая характерны явления регенерации рудного вещества.

В пределах Белокурихинского массива шеелит был встречен в каледонских гранодиоритах — с абсолютным возрастом 400—500 млн. лет (Чернов, 1961) — на довольно значительном расстоянии от Батунковского вольфрамового рудопроявления, имеющего связь с герцинским магматизмом (средний абсолютный возраст гранитов 220—260 млн. лет). Определения абсолютного возраста рудной минерализации по мусковиту из грейзенов показали 288 и 305 млн. лет (лаборатория абсолютного возраста ИГГ СО АН СССР). Можно привести и больше примеров подобного наложения рудных минералов на более древние магматические образования без заметного изменения этих пород. В установлении наложенного характера рудных минералов значительную помощь может оказать изучение акцессорных минералов пород, которые, как это было показано выше, более чувствительно реагируют на метасоматические процессы по сравнению с породообразующими минералами.

В качестве других признаков связи оруденения с магматизмом часто указывается наличие общих акцессорных минералов в магматических породах и постмагматических образованиях, а также качественная общность акцессорных элементов в этих минералах.

Как уже было показано выше, эта общность выдерживается далеко не всегда. Особенно это касается элементов-примесей. Для них в подобных случаях фиксируются не только количественные, но и глубокие качественные изменения. Не останавливаясь на многочисленных примерах, приведенных выше, можно сослаться на уже упоминавшийся апатит из кварцево-вольфрамит-молибденитовых жил Калгутинского месторождения, в котором при данной чувствительности спектрального анализа обнаружено всего три редкоземельных элемента: иттербий, лантан и следы церия. В то время, как в апатитах гранитов материнского магматического комплекса было установлено восемь элементов этой группы: лантан, церий, празеодим, иттербий, диспрозий, гадолиний, тулий, эрбий при преимущественном содержании церия. Несколько ближе по содержанию РЗЭ к апатиту гранитов стоит апатит из грейзеновых образований. Однако и здесь наблюдаются заметные различия, особенно в количественном содержании редких земель и их соотношениях.

Содержание некоторых акцессорных минералов в постмагматических

образованиях зависит от присутствия их во вмещающих породах. Например, в грейзеновых образованиях Батунковского месторождения, которые развиты по каледонским гранодиоритам, содержащим единичные зерна апатита, нами были зафиксированы только единичные знаки этого минерала. В то же время в грейзенах Осиновского месторождения, являющегося фактически непосредственным продолжением Батунковского (они развиты по позднегерцинским гранитам материнского комплекса), апатит является основным акцессорным минералом. В значительном количестве он наблюдается и в исходных гранитах. Исходные породы выступают здесь, очевидно, в качестве источника вещества, идущего на образование акцессорных минералов.

Часть акцессорных минералов исходных пород при наложении постмагматических процессов может растворяться и исчезать (сфен, ильменит, циркон, магнетит); на смену им появляются новые минералы. Таким образом, на смену ассоциациям акцессорных минералов гранитоидов могут возникать новые (часто резко отличные) ассоциации, в значительной степени зависящие от геохимических особенностей постмагматических процессов.

Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют о необходимости очень строгого подхода к «методу акцессорных минералов». Прежде чем этот метод выяснения характера связи оруденения с тем или иным магматическим комплексом станет хорошим подспорьем наряду с другими геологическими и геохимическими методами, необходимы дальнейшие детальные исследования характера эволюции акцессорных минералов в постмагматических процессах.

Акцессорные минералы — один из возможных источников рудного вещества. Эта проблема к настоящему времени является, пожалуй, наименее всего освещенной, что в значительной степени обусловлено трудностями, с которыми сталкивается исследователь при анализе особенностей состава акцессорных минералов. Это, во-первых, достаточное для анализа количество минерала, во-вторых, — его чистота. Можно уверенно говорить о том, что акцессорные минералы, наряду с породообразующими, являются не только минералами-носителями, но и минералами-концентраторами рудных элементов. Высвобождение этих элементов может в отдельных случаях оказывать значительное влияние на общий баланс рудного вещества в постмагматическом процессе.

Известно, например (Kuroda, Sandell, 1954; Студеникова и др., 1957; Рабинович и др., 1958), что магнетит и сфен, являющиеся минералами-концентраторами молибдена, присутствуют в повышенном количестве в гранитоидах, вмещающих месторождения медно-молибденовой формации. Рудному процессу на этих месторождениях обычно предшествует интенсивное «метасоматическое пропаривание», захватывающее огромные объемы вмещающих пород. В процессе метасоматоза происходит мартитизация магнетита и «лейкоксенизация» сфена. Эти образования часто бывают обогащены молибденом. Существенную роль в этом обогащении играют, очевидно, сорбционные явления (особенно в случае с «лейкоксеном»). При дальнейшем развитии метасоматических процессов происходит разложение мартита и «лейкоксена», сопровождающееся выносом молибдена и переотложением его в виде молибденита.

Вынос некоторых элементов, в том числе молибдена, свинца, серебра, цинка, был зафиксирован нами (Никитина, Сотников, 1967$_2$) при преобразовании сфена в рутил в процессе грейзенизации позднегерцинских гранитов Горного Алтая.

Одной из первоочередных задач, возникающих в настоящее время при решении затронутой проблемы, следует признать выявление акцессорных

минералов-концентраторов рудных элементов и выяснение путей эволюции этих минералов в постмагматических процессах. Особо важное значение эта проблема может иметь для тех месторождений, которые характеризуются широким проявлением метасоматических процессов.

Акцессорные минералы как индикаторы при шлиховых поисках. В процессе шлиховых поисков месторождений полезных ископаемых исследователи, в основном, ориентируются на рудные минералы. Вместе с тем многие из этих минералов (вольфрамит, молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит) довольно легко окисляются и разрушаются и встречаются обычно только в непосредственной близости от рудных тел. Содержание их (особенно молибденита и вольфрамита) в рудах во многих случаях незначительное. Все это снижает эффективность шлиховых поисков и ограничивает их возможности.

Перспективы шлихового метода значительно расширяются с привлечением геохимических и физических методов исследования минералов шлиховых проб. В данном случае, кроме рудных минералов, для поисковых целей с успехом могут быть использованы и иные минералы, в том числе акцессорные минералы метасоматически измененных пород: апатит, циркон, флюорит, магнетит (обычно мартитизированный), минералы титана и другие, содержание которых в отдельных разностях метасоматитов достигает нескольких *кг/т*. Использование акцессорных минералов особенно перспективно при поисках месторождений прожилково-вкрапленного типа, характеризующихся, как правило, интенсивным развитием метасоматических процессов, захватывающих значительные объемы вмещающих пород. Нередко эти метасоматически измененные породы, концентрирующие полезный компонент, и оконтуриваются в качестве рудных тел. В дальнейшем, очевидно, с ростом технической оснащенности горнодобывающей и обрабатывающей промышленности, когда в эксплуатацию все больше будут вовлекаться крупные месторождения с низким содержанием полезных компонентов в рудах, эффективность шлиховых поисков с использованием акцессорных минералов метасоматитов значительно возрастет.

Изучение акцессорных минералов может дать ценный материал и при поисках «слепых» рудных тел, когда эрозией захвачены только зоны метасоматически измененных пород, образующие внешнюю оболочку вокруг рудных тел.

Эффективность использования акцессорных минералов метасоматитов при шлиховых поисках в значительной степени зависит от изученности самих акцессорных минералов. Только при детальном изучении типоморфных особенностей минералов, характерных для определенных метасоматических фаций, можно получить тот комплекс данных, который позволит более успешно и целеустремленно проводить поисковые работы, а также получить необходимые материалы для выяснения генетического типа коренного источника.

Естественно, что в процессе шлиховых поисков в первую очередь должны привлекать внимание те методы, которые, позволяя получить довольно объективную информацию о коренном источнике, отличаются относительной простотой, надежностью и являются с экономической стороны более предпочтительными.

При предварительной оценке перспективности исследуемого района можно рекомендовать использовать ассоциации акцессорных минералов, типичные для метасоматитов, развитых на месторождениях полезных ископаемых, которые интересуют исследователей. Этот метод применим для тех ассоциаций минералов, в составе которых присутствуют минералы, характерные для метасоматически измененных пород и отсутствующие (или

же содержащиеся в крайне незначительном количестве) среди исходных (неизмененных) пород, т. е. речь идет о типоморфных минералах, которые могли бы характеризовать отдельные типы метасоматитов. Такими, в первую очередь, могут оказаться выявленные в последние годы среди метасоматитов новые и редкие минералы, например лопарит и стрюверит (Ситнин, Леонова, 1961, 1961$_2$), гагаринит (Степанов, Северов, 1961), сванбергит (Никитина, Берзина и др., 1963; Казицын, 1964), вудхауезит (Берзина, Сотников и др., 1966).

В тех случаях, когда среди метасоматитов присутствуют, в основном, те же минеральные формы, что и среди исходных (неизмененных) пород, необходимо выявить те свойства минералов, которые бы позволили выделить среди всего состава тяжелых фракций шлихов акцессорные минералы метасоматических образований. Для этого, а также для суждений о генетическом типе коренного источника необходим определенный минимум сведений о типоморфных особенностях акцессорных минералов из различных фаций метасоматически измененных пород.

Самые первые сведения, полученные при анализе тяжелых фракций, это, естественно, сведения о кристаллографических особенностях минералов, их окраске, степени прозрачности, характере включений, наростов и т. д. Но уже и эти первые сведения представляют интерес для поисковых целей.

Присутствие в шлихах темноокрашенных (бурых, оранжево-бурых, красноватых) полупрозрачных и непрозрачных кристаллов циркона — часто бипирамидального облика и сильно трещиноватых — во многих случаях свидетельствует о том, что их источником являются калишпатизированные и альбитизированные породы, в которых обычно встречаются подобные цирконы (Вахрушев, 1956; Масгутов, 1958; Туровский, 1960; Берзина, Сотников, 1963; 1966, и др.). Разности цирконов, наиболее приближающиеся по своим свойствам к циртолиту — малакону, характерны преимущественно для интенсивно альбитизированных гранитов, претерпевших изменения под воздействием флюидов, которые характеризуются, наряду со щелочами, существенной ролью редких элементов. Для метасоматически измененных разностей позднегерцинских гранитов Горного Алтая отмечено широкое развитие на кристаллах циркона наростов, среди которых преобладают два типа: «отростки» и «оболочки». Последнее также может быть с успехом использовано при шлиховых поисках, особенно если учесть, что в цирконах неизмененных гранитов наросты практически отсутствуют.

Апатит из грейзенизированных гранитов в отличие от апатита исходных пород иногда бывает представлен неправильными зернами молочно-белого цвета с обильным количеством газово-жидких включений (Ляхович, Нонешникова, 1960; Сотников, Никитина, 1963). В подчиненном количестве появляется апатит, представленный бесцветными, водяно-прозрачными округлыми кристаллами с развитием бипирамидальных головок. Характерные кристаллографические особенности в грейзеновых образованиях имеют и турмалины (Сотников, Никитина, 1963; Руб, 1964; Руб и др., 1964, и др.).

В качестве благоприятного поискового признака на грейзеновые месторождения Г. Н. Гогель (1964) указывает на присутствие черного рутила (нигрина), образующегося в процессе метасоматизма за счет разложения ильменита.

Можно указать еще на ряд свойств как упомянутых выше минералов, так и некоторых других. Все эти свойства в той или иной степени могут быть использованы в качестве индикаторов определенных типов метасоматитов, а отсюда и месторождений полезных ископаемых. Во многих

случаях информация, которая может быть получена по этим свойствам, далеко не достаточна. Для более уверенного суждения о характере коренного источника необходимы дополнительные (нередко более объективные) данные. Они могут быть получены при использовании геохимических и физических методов в процессе изучения минералов тяжелых фракций и шлихов.

Применению геохимических методов при шлиховых поисках посвящены, в частности, работы А. В. Костерина (1964; 1965), в которых он опирается на анализ элементов-примесей в некоторых минералах. К рассмотренным автором минералам (циркон, ортит, монацит, магнетит, тантало-ниобаты, касситерит), часто встречающимся среди многих типов метасоматически измененных пород, по материалам проведенных нами исследований с успехом может быть добавлена большая группа акцессорных минералов метасоматитов (например, апатит, минералы титана, эпидот, флюорит, турмалин).

Для циркона, кроме рекомендуемого соотношения Hf/Zr (Павленко и др., 1957; Тугаринов и др., 1959; Костерин, 1964; 1965, и др.), при выяснении характера коренного источника можно учесть присутствие в нем других элементов, в частности, повышенного содержания редких земель, урана, тория, наиболее характерных для темноокрашенных цирконов альбитизированных и отчасти калишпатизированных пород. Так, для циркона апогранитов отмечается (Беус и др., 1962) преобладание иттриевой группы редких земель при соотношении $\Sigma TR_Y : \Sigma TR_{Ce} = 7{,}2 : 1$; $TR_2O_3 + ThO_2$ — от 2,3 до 5,7% (Масгутов, 1958), тория — 1,25% (Beer, 1952) и т. д.

Заслуживает внимания довольно высокое (60—100 *г/т*) содержание вольфрама, отмеченное нами в цирконах из внешней зоны грейзеновой оторочки вдоль кварцево-вольфрамитовых жил в Белокурихинском интрузивном массиве (Горный Алтай). Еще более высокое содержание вольфрама было зафиксировано в рутиле (800 *г/т*) и особенно анатазе (около 1000 *г/т*) из этих же грейзеновых образований. Кстати, такие же высокие содержания вольфрама в рутилах из Уганды отмечались Джеффери (Geffery, 1959).

Присутствие примесей тех или иных рудных элементов в минералах (вне зависимости от формы вхождения) вообще должно привлекать внимание исследователя при шлиховых поисках, так как известны многочисленные случаи обогащения минералов определенными элементами-примесями в зависимости от типа полезного ископаемого. Так, пириты и турмалины, генетически связанные с процессами формирования оловорудных месторождений, постоянно содержат примесь олова (Рабинович, 1955; Онтоев, 1956); в пиритах из надрудных зон ртутных месторождений присутствует ртуть (Федорчук, Никифорова, 1958; Щербань, 1963). В пиритах из метасоматически измененных пород некоторых месторождений медно-молибденовой рудной формации (Хакасия, Забайкалье) нами обнаружена повышенная примесь молибдена, они содержали относительно повышенные количества селена и теллура. В апатитах грейзенов из молибденовых месторождений Горного Алтая также отмечалась примесь молибдена. Перечисление подобных примеров можно было бы продолжить.

Рассматривая содержание рудных элементов в «проходящих» минералах (изверженная порода — метасоматит) апатите, цирконе, сфене и других, следует иметь в виду возможность присутствия примесей в акцессорных минералах неизмененных пород. Например, в сфенах часто содержится молибден, в цирконах и сфенах из оловоносных гранитоидов обнаруживается олово. Однако при наличии «проходящего» минерала повышенное содержание рудных элементов обнаруживается чаще всего в минерале из метасоматитов, т. е. в том минерале, который формировался непосредственно

в процессе рудообразования, когда концентрация рудных элементов в растворах была, естественно, повышенной. Кроме того, сфен, как один из основных акцессорных минералов-концентраторов рудных примесей в изверженных породах, в процессе метасоматизма обычно разрушается и переходит в другие титановые минералы («лейкоксен», рутил, анатаз, брукит). Такова же во многих случаях судьба ильменита и магнетита.

Для апатитов хорошим индикатором генетического типа коренного источника может служить соотношение редких земель цериевой и иттриевой групп. Если в изученных нами апатитах из позднегерцинских гранитов Горного Алтая отмечено максимальное содержание редких земель и иттрия при резком преобладании цериевой группы, то в грейзенизированных гранитах апатит уже содержит значительно меньше цериевых земель при более или менее сохраняющемся содержании элементов иттриевой группы и иттрия (общее содержание редких земель значительно сокращается). Заметное преобладание элементов иттриевой группы в составе апатитов из грейзеновых образований Забайкалья отмечали также Л. Ф. Сырицо и Л. Н. Черник (1965).

Характерные элементы-примеси, которые могут быть использованы в качестве индикатора коренного источника, устанавливаются и для других акцессорных минералов метасоматитов. Н. Н. Амшинский и др. (1964) указывают, что в магнетитах из калишпатизированных пород Садринского массива (Горный Алтай) по сравнению с магнетитом неизмененных гранитов появляется барий и иттрий и исчезают цирконий, никель, галлий.

В мартитизированном магнетите грейзенов Бугузунского месторождения по сравнению с магнетитом исходных пород нами (Никитина, Сотников, 1966) было отмечено исчезновение циркония, хрома и снижение содержания никеля, марганца, ванадия, титана. В то же время в нем повышается содержание меди, появляются молибден, вольфрам, серебро, германий, висмут, свинец, олово, т. е. элементы, характерные для рудного процесса. В турмалине из этих грейзеновых образований снижается содержание никеля, кобальта, циркония при увеличении примеси меди, появляются мышьяк и серебро. Аналогично ведет себя апатит, в котором исчезает никель и увеличивается содержание висмута, сурьмы.

Кроме присутствия определенных акцессорных элементов в минералах при шлиховых поисках с успехом могут использоваться другие типоморфные признаки, в частности физические свойства акцессорных минералов. Например, для молибдено-редкометально-вольфрамовых месторождений грейзенового типа может быть рекомендовано использование цветового характера люминесценции апатита (Сотников, Никитина, 1966).

Апатит, являющийся характерным акцессорным минералом гранитов рудоносного позднегерцинского магматического комплекса Горного Алтая, в значительном количестве (до 6165 *г/т*) отмечается и в грейзеновых образованиях, развитых в пределах молибдено-редкометально-вольфрамовых рудных полей. Естественно, что при таком высоком содержании и хорошей устойчивости апатит является довольно обычным компонентом тяжелой фракции шлихов. Отмечено, что апатиты из грейзенов обладают преимущественно желтой (гораздо реже — голубой) люминесценцией, тогда как апатитам исходных гранитов свойственна розовая.

Использование цветового характера люминесценции апатита в процессе шлиховых поисков на оруденение грейзенового типа позволит во многих случаях ограничиться только просмотром шлиха в ультрафиолетовых лучах и тем самым значительно сократить объем работ при шлиховом анализе. Этот анализ может явиться экспресс-методом предварительной оценки шлихов.

Возможности применения типоморфных акцессорных минералов и их свойств при шлиховых поисках не исчерпываются рассмотренным выше. Использование достижений точных наук, позволяющих исследовать больше свойств, раскрывающих индивидуальные особенности минералов, поможет увеличить число приемлемых для поисковых работ типоморфных признаков.

Акцессорные минералы — возможный перспективный источник полезных ископаемых. В последнее время широко ставится вопрос о возможности использования акцессорной минерализации, связанной с метасоматически измененными магматическими породами. Анализируя геохимическую связь между концентрацией редкометальных минералов и постмагматическими процессами, А. А. Беус пришел к выводу (1958, 1961 и др.) о том, что наиболее интересными объектами с точки зрения образования в них повышенных концентраций редких элементов являются альбитизированные и грейзенизированные граниты. Именно эти образования при современном уровне технической оснащенности горнодобывающей и обрабатывающей промышленности могут явиться «реальным источником промышленного получения ниобия, тантала, лития, рубидия, бериллия, редких земель, олова, вольфрама, молибдена и других редких элементов» (Беус и др., 1962).

К подобным образованиям относятся и выявленные нами участки грейзенизированных позднегерцинских гранитов Горного Алтая с повышенным содержанием шеелита. В целом эти рудные участки характеризуются невысоким содержанием трехокиси вольфрама. Однако при их оценке следует учитывать, что руда—понятие экономическое, тесно связанное с уровнем технической оснащенности промышленности. С этой точки зрения грейзенизированные породы, концентрирующие (хотя и при относительно низком содержании) часто очень значительные запасы трехокиси вольфрама, в будущем представят несомненный интерес и, возможно, окажутся одним из важнейших промышленных типов.

Не останавливаясь на многочисленных примерах повышенной концентрации редких элементов в метасоматитах, описанных в литературе (Шендерова и др., 1958; Беус, Ситнин, 1959; Некрасов, 1960; Беус и др., 1962; Ляхович, 1966, и др.), подчеркнем, что возможности выявления подобных концентраций далеко не исчерпаны. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что именно среди метасоматитов в последнее время отмечены новые (например, гагаринит — Степанов, Северов, 1961) или редко встречающиеся (лопарит — Ситнин, Леонова, 1961; сванбергит — Никитина и др., 1963; Казицын, 1965 и т. д.) минералы, и притом нередко в заслуживающих внимания количествах.

В заключение следует признать, что, несмотря на серьезные достижения, предстоит провести целый комплекс детальных исследований прежде, чем акцессорные минералы метасоматитов с успехом могут быть использованы для решения основной задачи: восстановления геолого-генетических и геохимических особенностей метасоматических процессов по типоморфным характеристикам минералов.

ВЫВОДЫ

1. Молибдено-редкометально-вольфрамовая рудная формация Горного Алтая является составной частью горноалтайского редкометального рудного комплекса, генетически связанного со становлением позднегерцинских гранитных интрузий батолитового типа (аналогов широко известного в Калбе и Рудном Алтае калбинского интрузивного комплекса), сопровождающих среднюю стадию развития герцинского тектоно-магматического цикла. В состав формации включены также рудные образования, сопровождающие нижнеордовикский гнейсо-гранитный комплекс Юго-Восточного Алтая (того же типа батолитовых гранитоидных формаций).

В геохимическом отношении молибдено-редкометально-вольфрамовая формация является членом ряда геохимически родственных грейзеновых рудных формаций, в который предварительно можно включить такие рудные формации грейзенового типа, как молибденовая, вольфрамовая, редкометальная, оловянная, молибдено-редкометально-вольфрамовая, оловянно-редкометально-вольфрамовая. Этот ряд рассматривается как некоторая абстрактная единица, суммирующая в себе все особенности рудных процессов, имеющих связь с вполне определенным типом магматизма (преимущественно батолитовым гранитным) и проявившихся при вполне определенных физико-химических условиях, а отдельные члены ряда — как конкретное проявление данной единицы в условиях тех или иных рудных регионов. Таким конкретным проявлением грейзенового ряда геохимически родственных рудных формаций, отражающим в своих особенностях специфику геологического развития Горного Алтая, является рассмотренная молибдено-редкометально-вольфрамовая рудная формация.

2. Молибдено-редкометально-вольфрамовая рудная формация Горного Алтая подразделяется на четыре субформации (молибденовую, вольфрамовую, редкометально-молибдено-вольфрамовую и редкометальную), объединяющие ряд гомологичных минеральных типов узкого геохимического профиля. Каждый из выделенных типов характеризуется определенными геолого-генетическими и геохимическими особенностями и минеральными парагенезисами, что позволяет объективнее оценить специфику конкретных месторождений и рудопроявлений, входящих в тот или иной минеральный тип, а также представить их экономическую ценность.

3. Основным рудоконтролирующим фактором, определяющим закономерности размещения месторождений и рудопроявлений рассматриваемой рудной формации (как и других рудных районов развития минерализации грейзенового ряда геохимически родственных формаций), является магматический, выступающий обычно совместно с тектоническим, что и предопределяет подход к ним как к единому тектоно-магматическому контролю. На локализацию оруденения грейзеновых минеральных типов (особенно в экзоконтактовых зонах интрузивных массивов) значительное влияние оказывают физико-механические особенности вмещающих пород (в частности, прочицаемость).

4. Рассматривая вопрос об источниках рудного вещества, следует иметь в виду возможность заимствования вольфрама (и, вероятно, молибдена) из флишоидной песчано-сланцевой толщи $Cm_3 — O_1$, за счет которой формируются магматические образования нижнеордовикского гнейсо-гранитного комплекса и участие которой в процессе становления производных позднегерцинского комплекса несомненно. Возможны два типа заимствования рудного вещества по схемам: первичноосадочная порода—рудное тело и первичноосадочная порода — магматические образования — рудное тело. Оценить долю заимствованного вольфрама (молибдена) в общем балансе рудного вещества в настоящее время не представляется возможным. Но преимущественная приуроченность большинства рудоносных массивов к районам развития древней флишоидной толщи, содержащей вольфрам и молибден, а также широкая распространенность шеелита в шлихах, взятых из районов метаморфизованных флишоидных толщ, позволяют предполагать, что эта доля может быть значительной.

5. Содержание вольфрама в гранитах рудоносных интрузивных массивов Горного Алтая обычно не превышает 2 *г/т*, т. е. близко к среднему содержанию вольфрама в гранитах различных районов (Виноградов, Павленко, 1958; Geffery, 1959; Иванова, 1963, и др.). Максимальное количество вольфрама отмечено в мусковитизированных гранитах, наиболее развитых среди массивов и характеризующихся повышенной рудоносностью. Оценку вольфрамоносности интрузивных массивов следует проводить с учетом масштабов проявления в них метасоматических процессов и содержания вольфрама в измененных гранитах.

Измененные граниты («площадной метасоматоз»), концентрирующие значительные количества вольфрама, могут быть одним из источников последнего при формировании кварцево-вольфрамитовых жил.

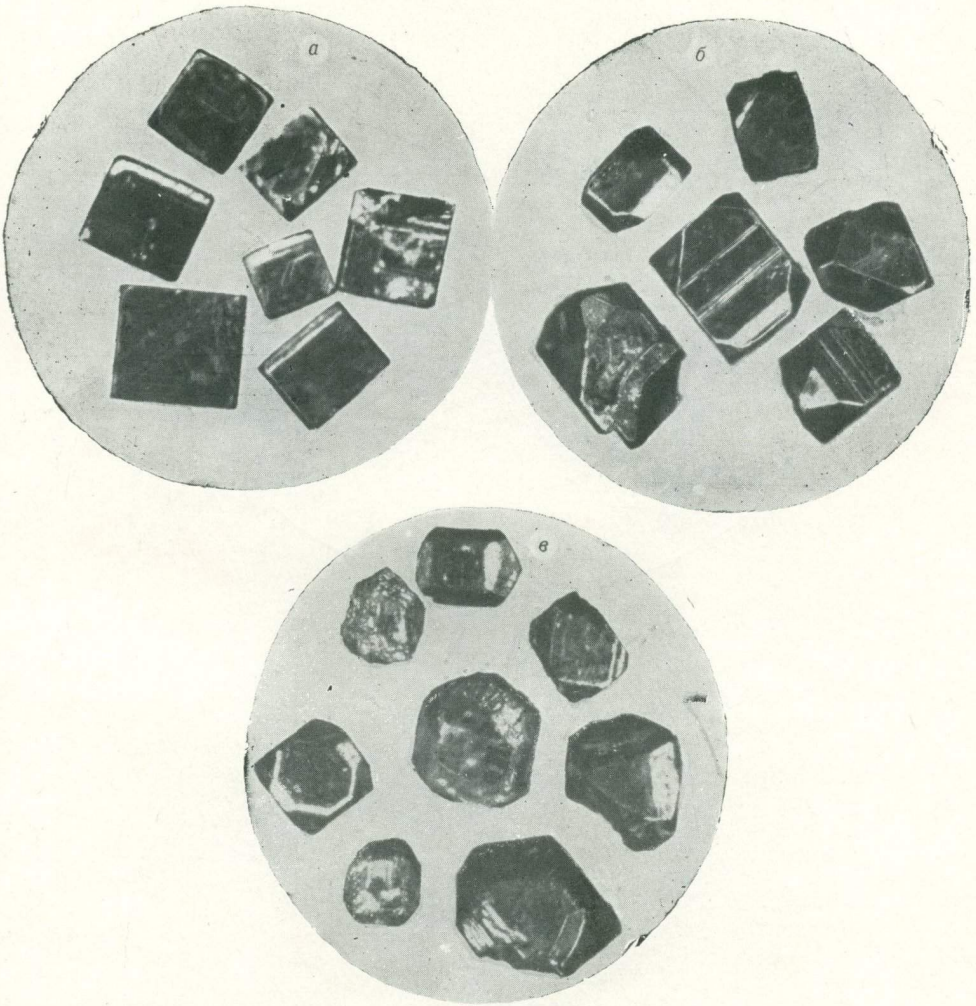
6. Рудный процесс на месторождениях молибдено-редкометально-вольфрамовой рудной формации протекал, в основном, в интервале температур 300—500° С при существенно натриевом составе минералообразующих растворов.

7. В процессе грейзенизации, сопровождавшемся высвобождением заметного количества тепла, возникал дополнительный тепловой источник, который мог оказывать существенное влияние на весь термический режим метасоматического процесса. Имелась возможность самоускорения метасоматических реакций или хотя бы поддержания процесса на определенном

энергетическом уровне. Зоны грейзенизации в силу своих термодинамических и теплофизических свойств становятся «тепловыми флюидопроводниками», являясь областью повышенной миграции фильтрующихся флюидов.

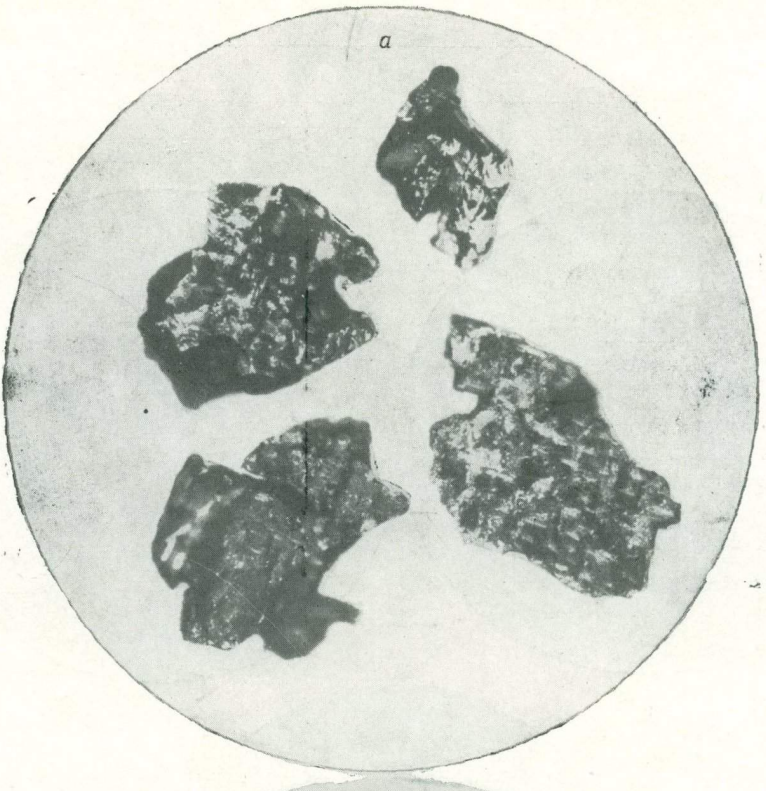
8. Значительную информацию об интенсивности развития и характере метасоматоза могут дать акцессорные минералы, которые раньше (чем породообразующие минералы) и заметнее реагируют на метасоматические процессы. В целом изучение акцессорных минералов из метасоматитов может быть использовано для разрешения вопросов, среди которых, в первую очередь, выделяются такие, как: характер связи оруденения с определенным магматическим комплексом; физико-химические и геохимические особенности метасоматоза; акцессорные минералы как один из возможных источников рудного вещества; минералы — индикаторы при шлиховых поисках с применением геохимических и физических методов; акцессорные минералы — возможный перспективный источник ряда полезных ископаемых.

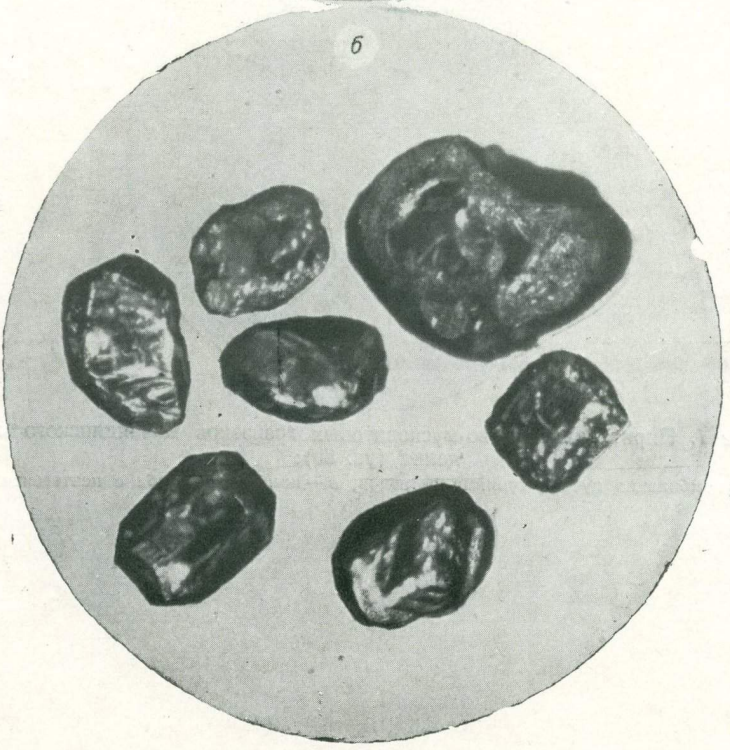
ПРИЛОЖЕНИЯ



Приложение 1. Пирит из кварцево-мусковитовых грейзенов Казандинского месторождения (ув. 80):

а — куб; *б* — комбинация куба с гранями октаэдра; *в* — комбинация куба с пентагондодекаэдром.


а

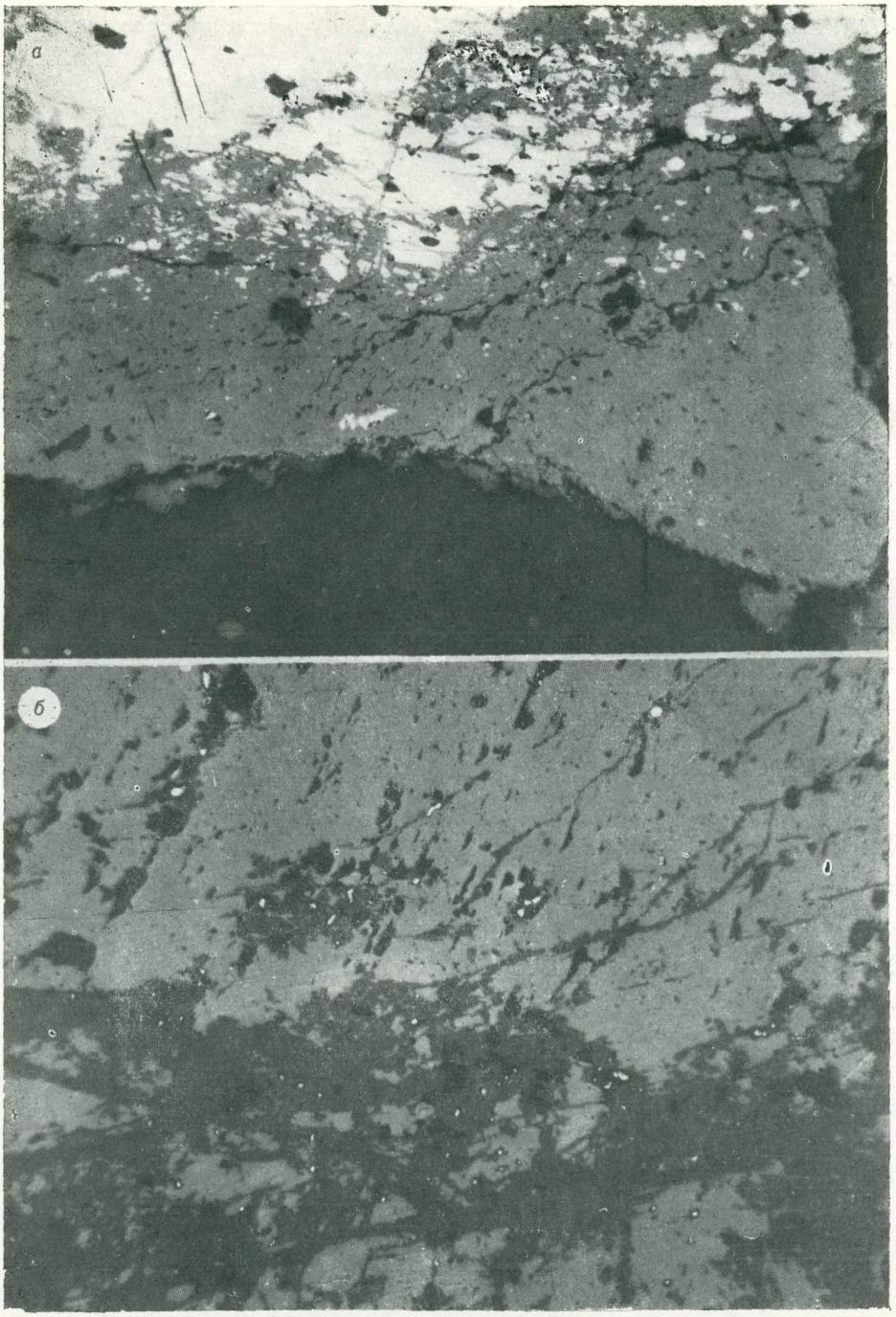

б

◁ *Приложение 2.* Акцессорный пирит из пород Бугузунского месторождения (ув. 80):

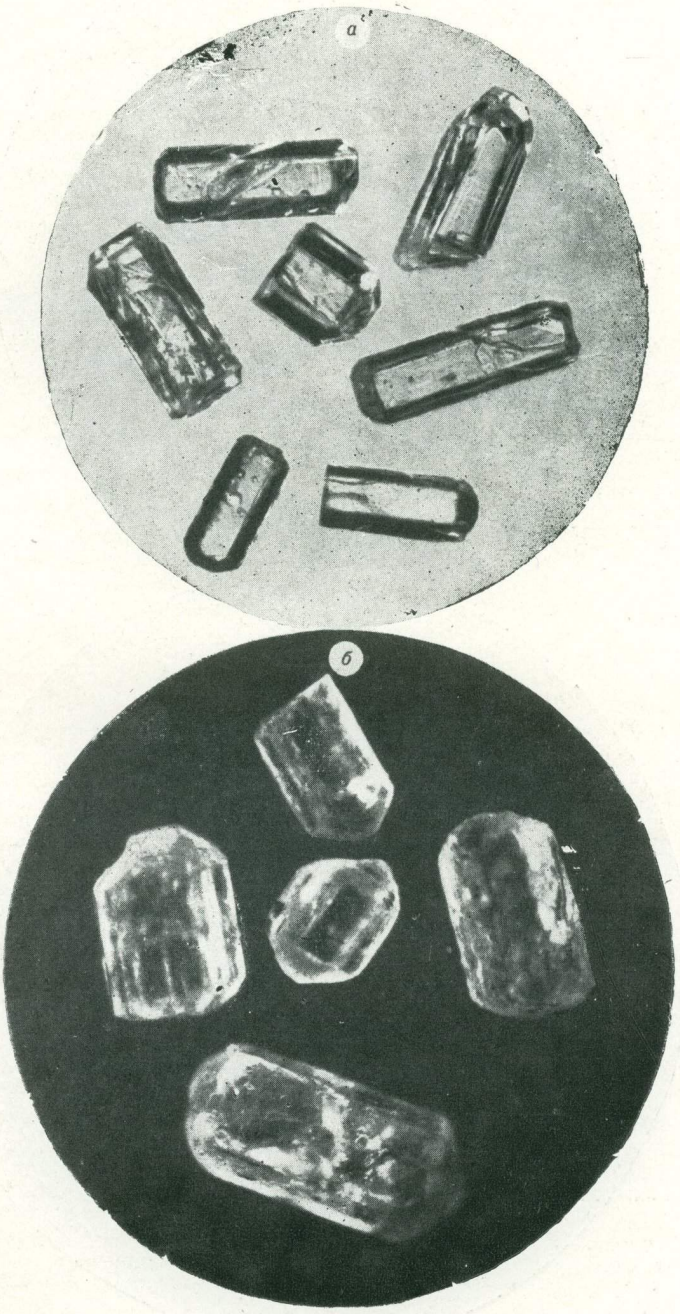
а — «интерстициальный»; *б* — со следами растворения.



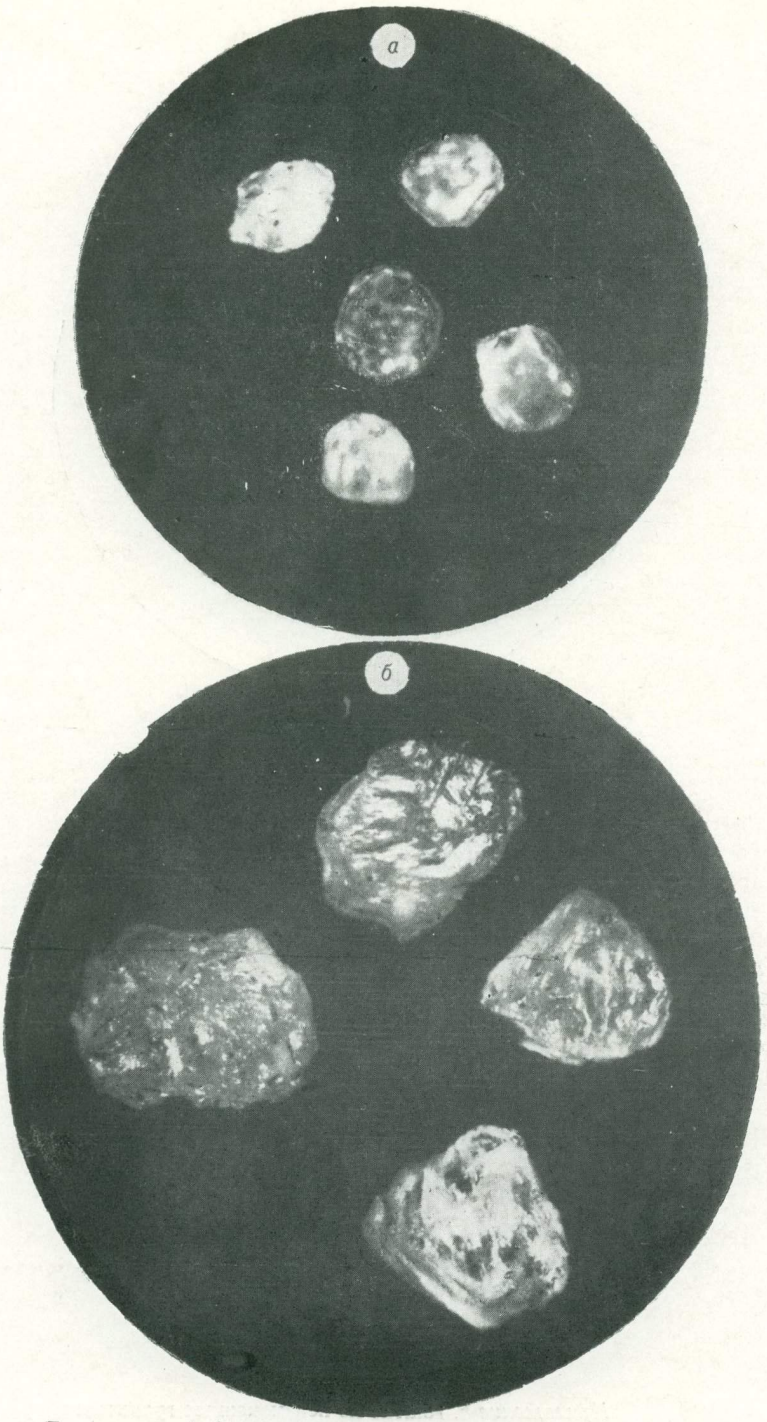
Приложение 3. Вицинали на гранях пирита из гранодиоритов Батунковского месторождения (ув. 250).



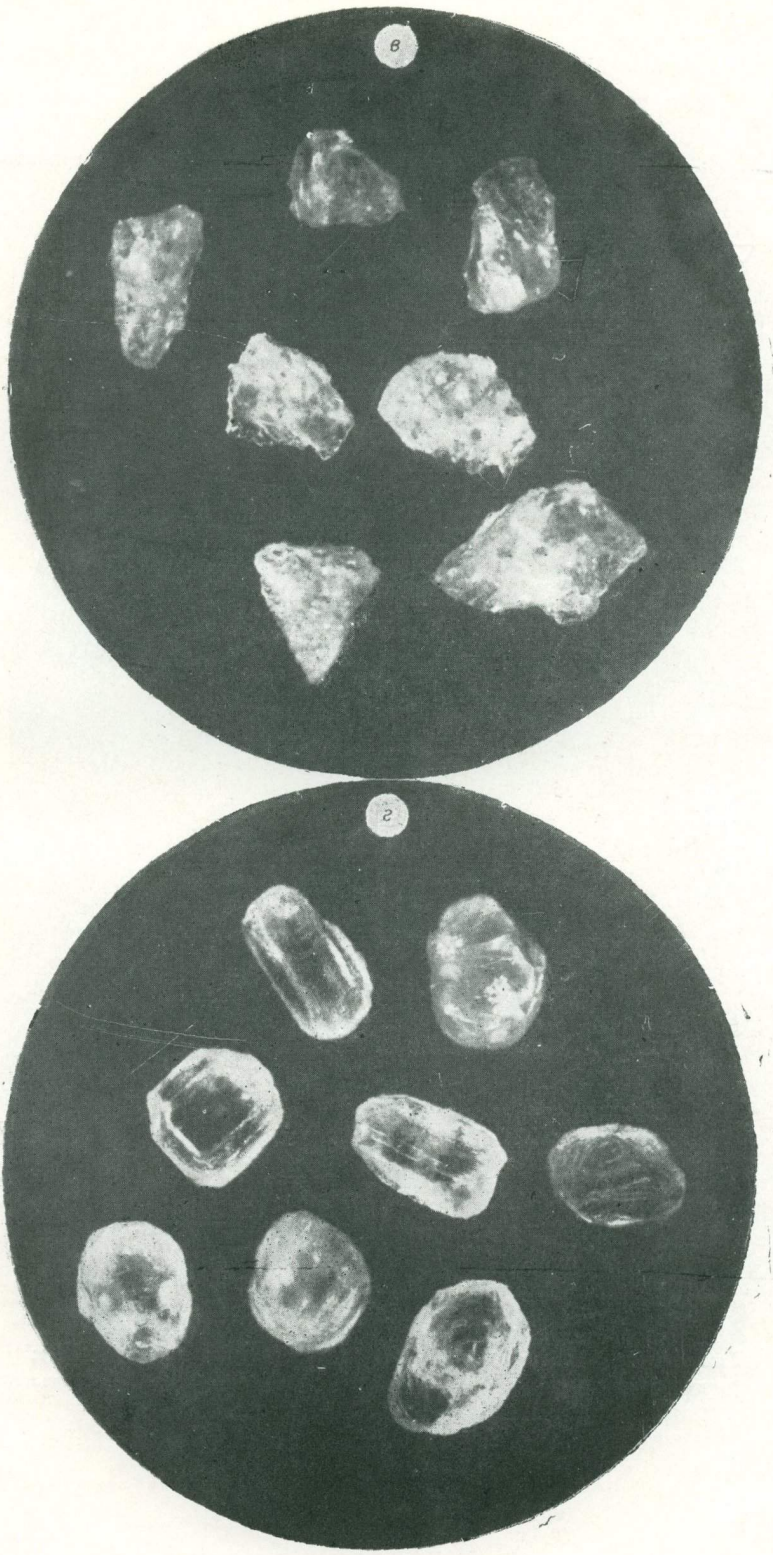
Приложение 4. Замещение вольфрамита (светлое) шеелитом (серое и темно-серое рельефные белые точки — гематит):
а — ув. 30 (темное — кварц); *б* — ув. 200.



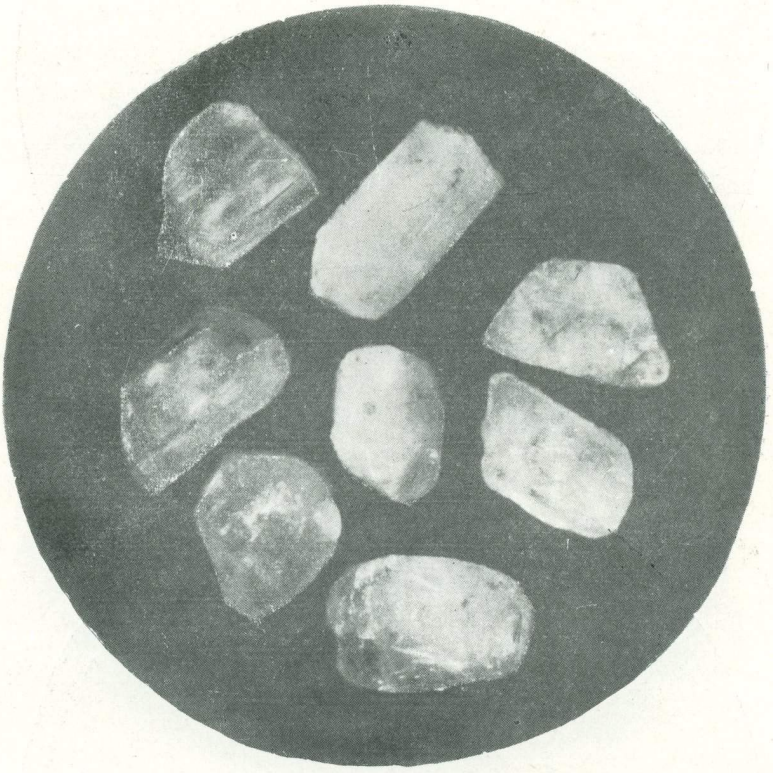
Приложение 5. Апатит из неизмененных гранитов:
а — кристаллы удлиненнопризматического облика (Белокурихинский массив), ув. 100; *б* — короткопризматические кристаллы (Тоштузекский массив), ув. 80.



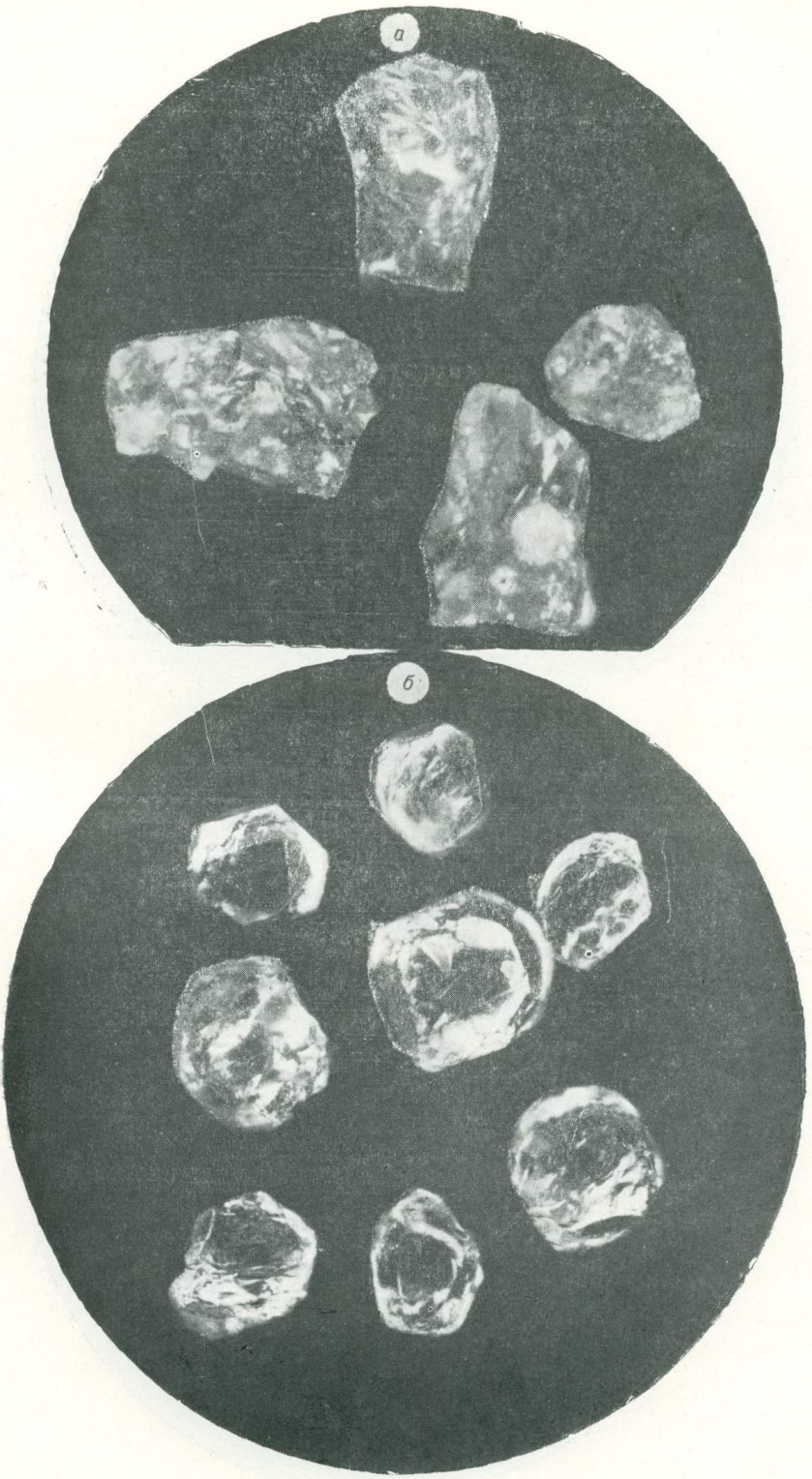
Приложение 6. Апатит из грейзенизированных гранитов (ув. 80):
а — реликтовый; *б* — неправильные зерна новообразованного апатита; *в* — новообразованный «интерстициальный» апатит; *г* — новообразованный апатит со сложными гранями.

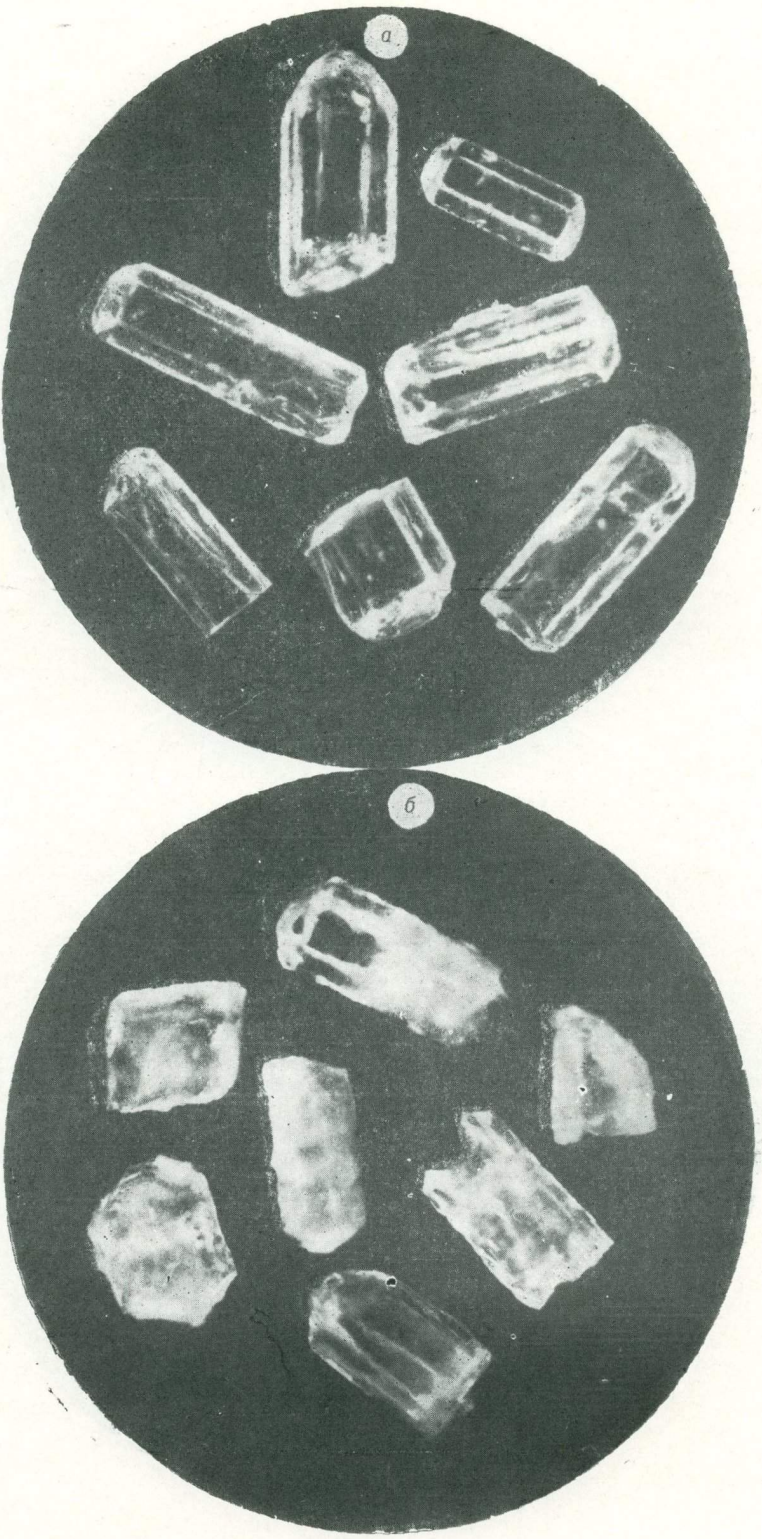


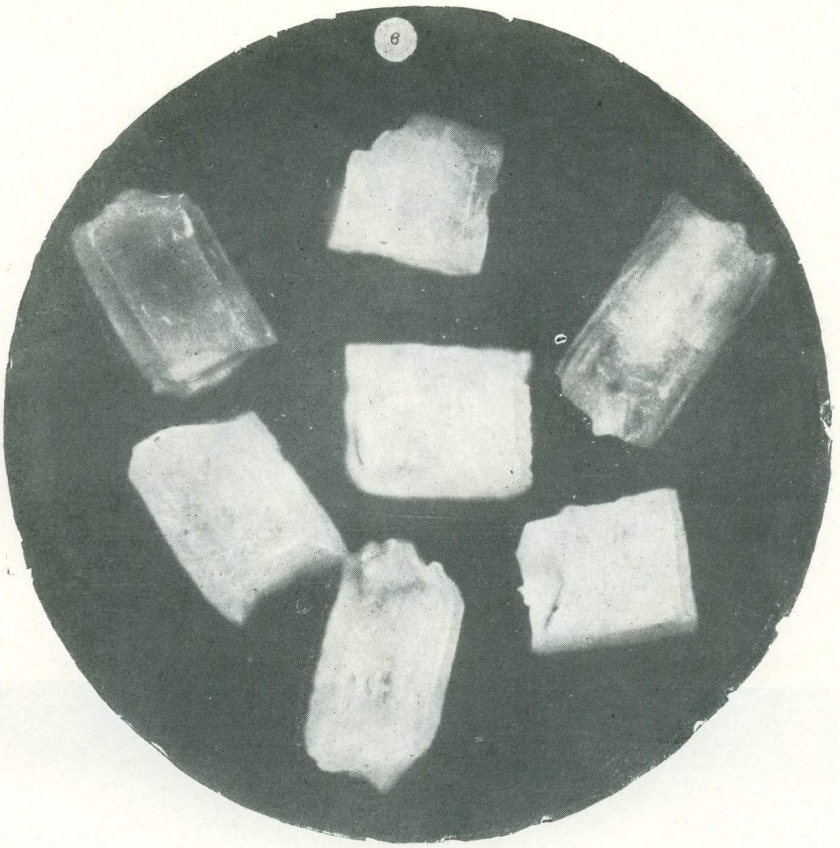
Приложение 7. «Досковидный» апатит из альбитизированных гранитов (ув. 80).



Приложение 8. Новообразованный апатит из грейзенов (ув. 100):
а — крупные неправильные зерна; *б* — водяно-прозрачный со сложными кристаллографическими формами.

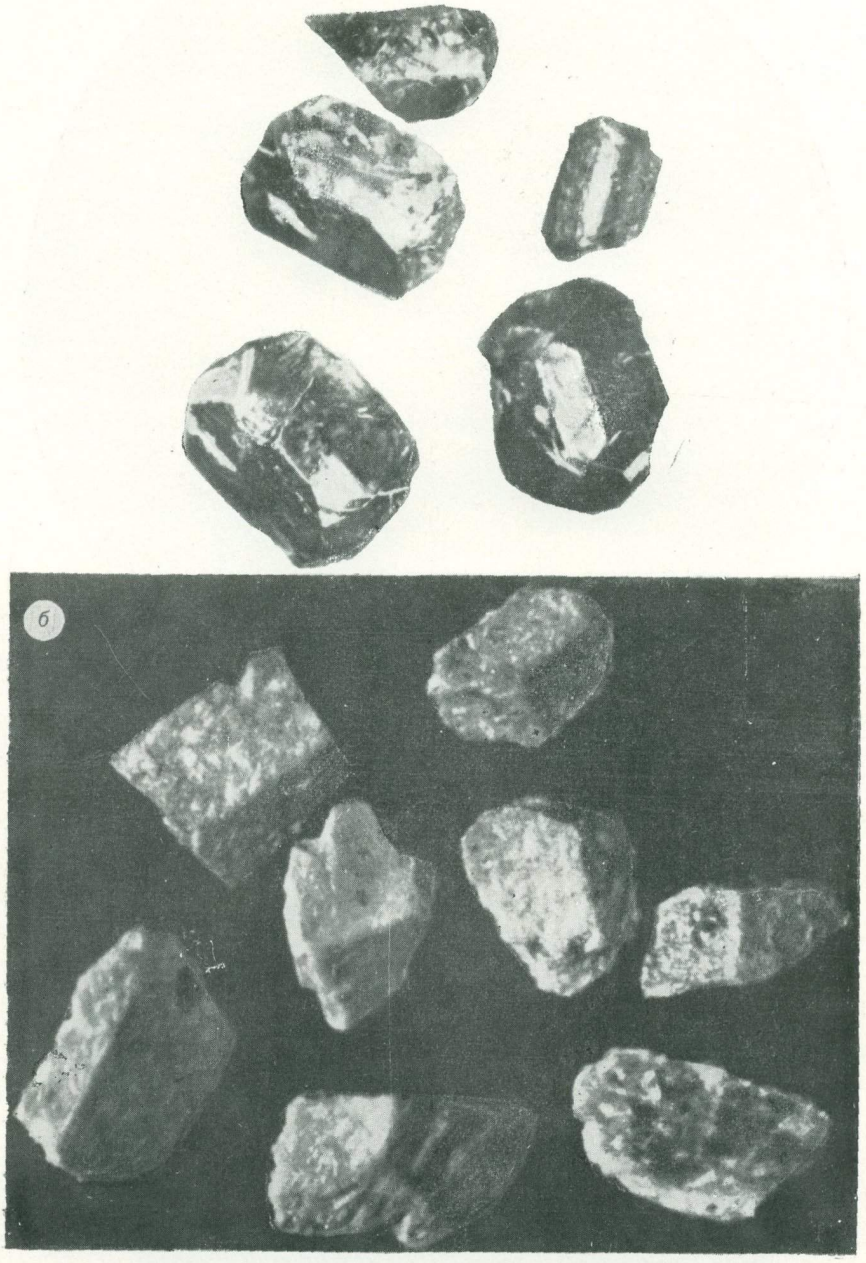

а
б


а
б

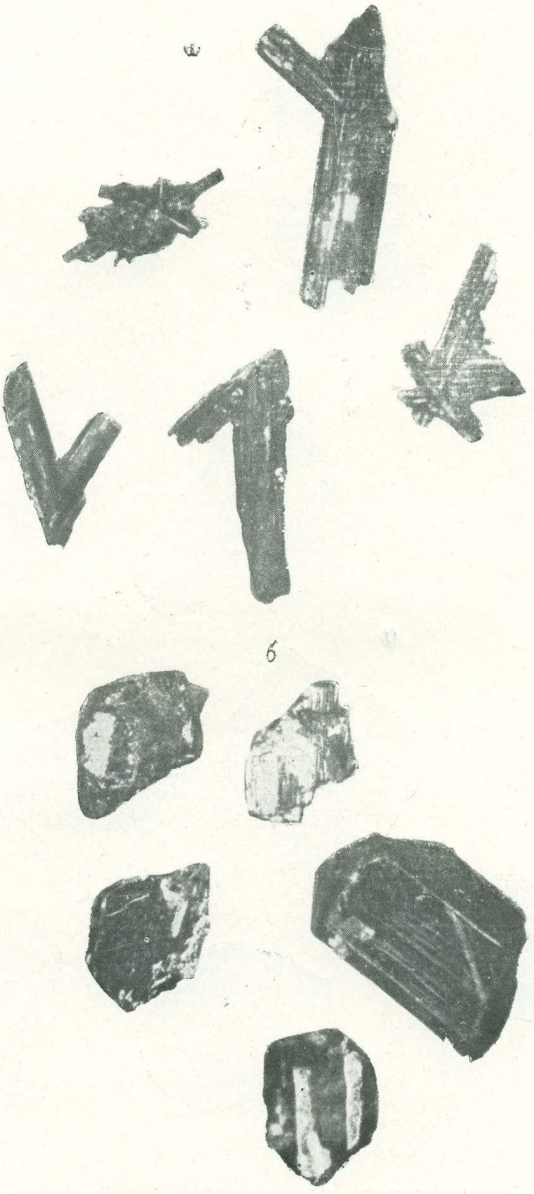


Приложение 9. Эволюция апатита во внешней метасоматической зоне (альбитизированный околотрещинный грейзен, ув. 80):

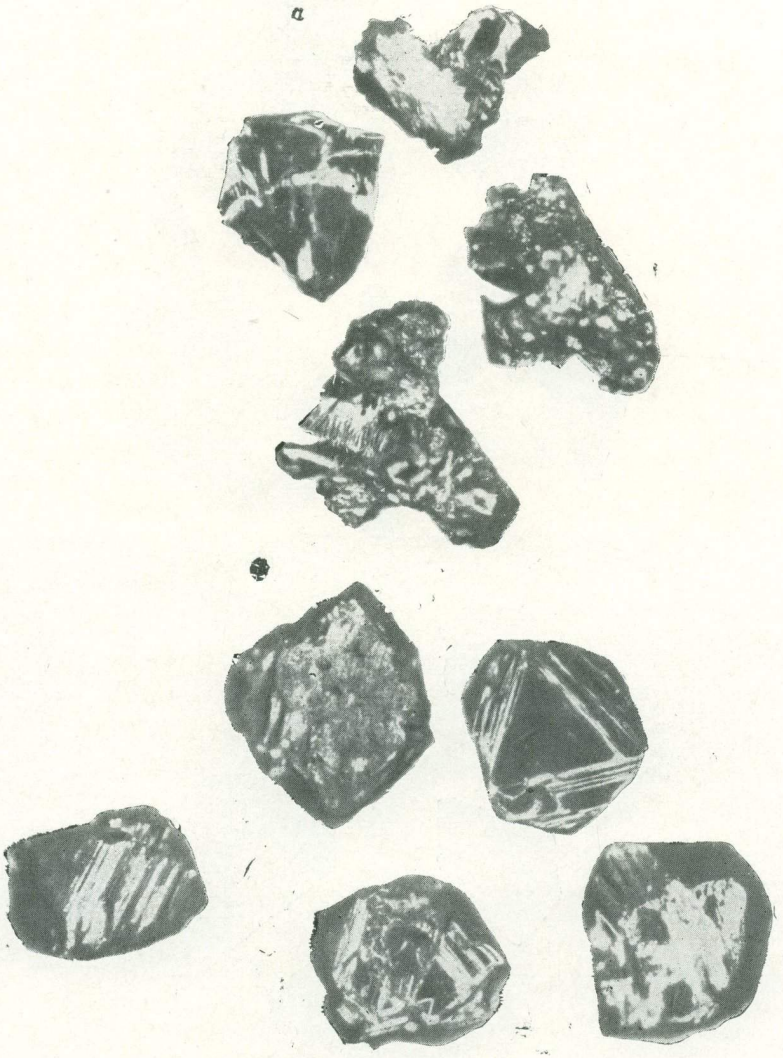
а — апатит из исходных гранитов; *б* — растворение апатита исходных гранитов, *в* — новообразованный апатит.



Приложение 10. Лейкоксенизация сфена (ув. 80):
а — сфен из неизмененных гранитов; *б* — сфен из метасоматитов.

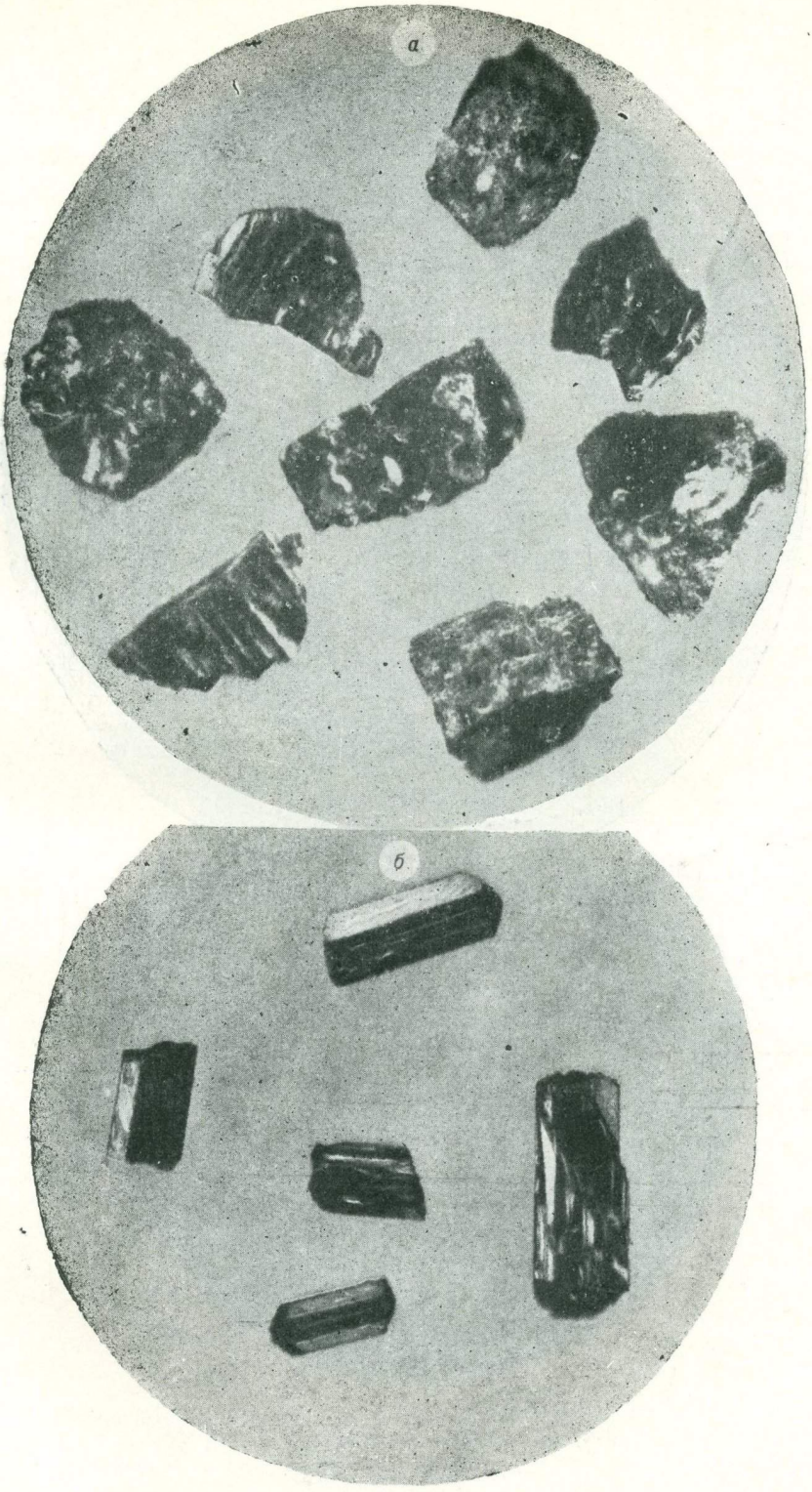


Приложение 11. Рутил из метасоматически измененных гранитов (ув. 80):
а — сагенит; *б* — нигрин.



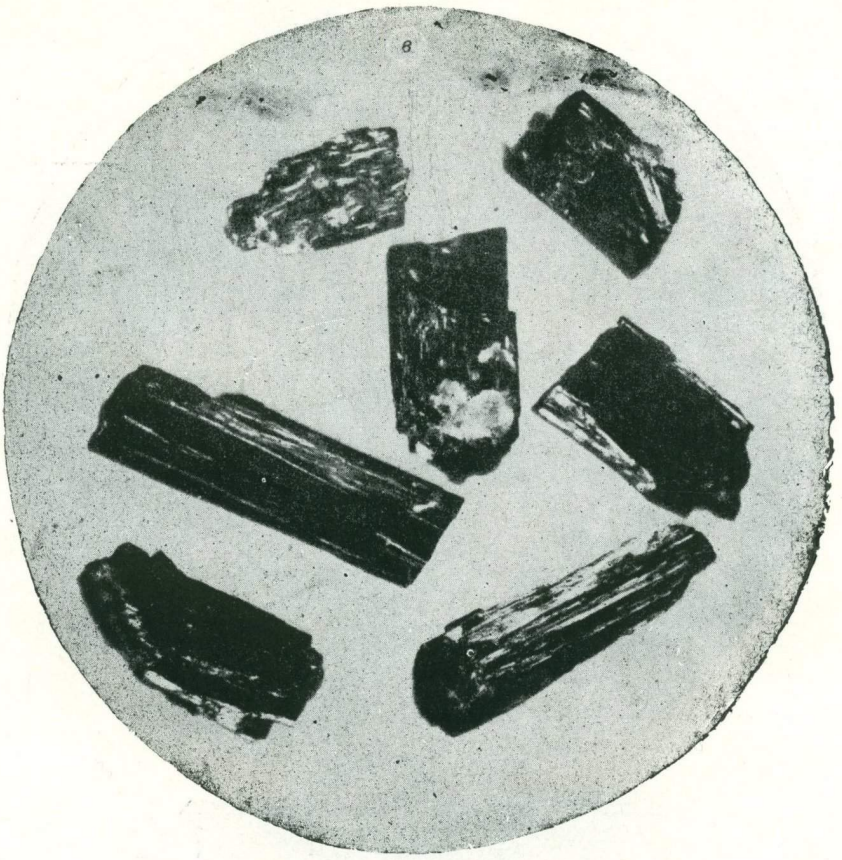
Приложение 12. Эволюция магнетита в процессе грейзенизации (гнейсо-граниты района Батунковского месторождения, ув. 80):

а — новообразованный «интерстициальный» магнетит из грейзенизированных пород; *б* — магнетит из неизмененных пород.



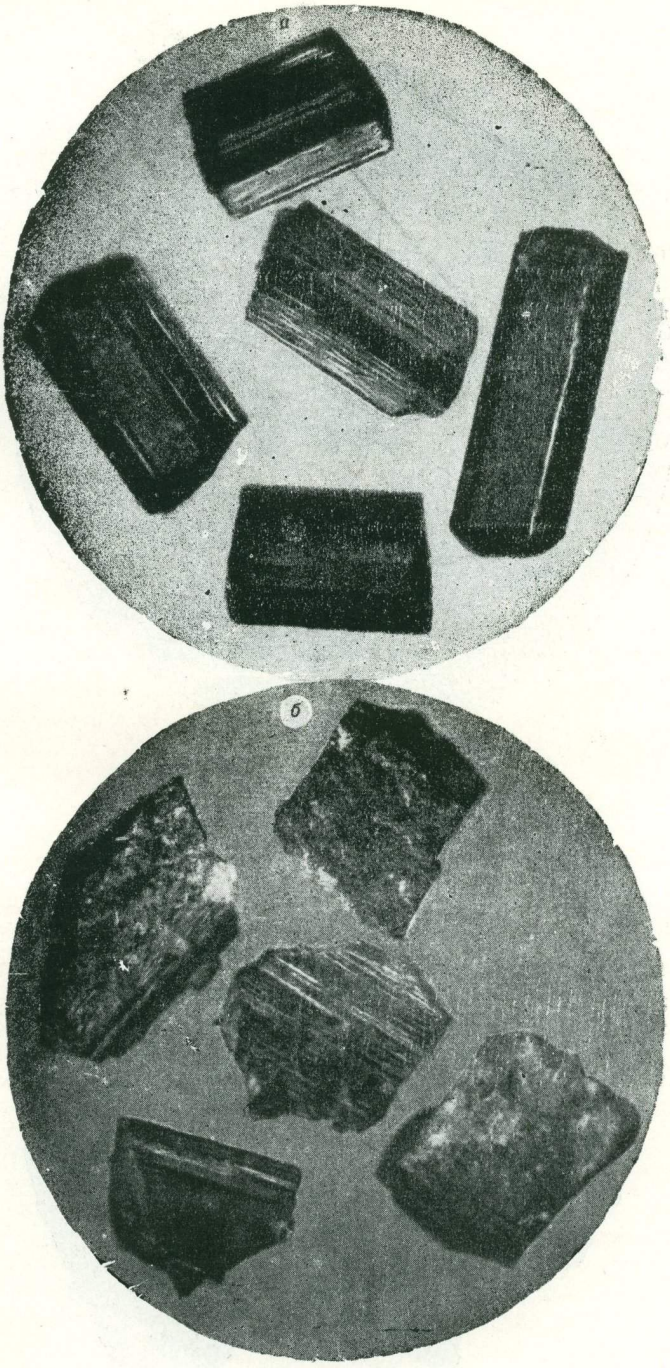
Приложение 13. Турмалин из биотитовых порфировидных гранитов Тоштузекского массива (ув. 100):

а — неправильные зерна (шерл); *б* — кристаллы призматического облика (*окончание см. стр. 234*).



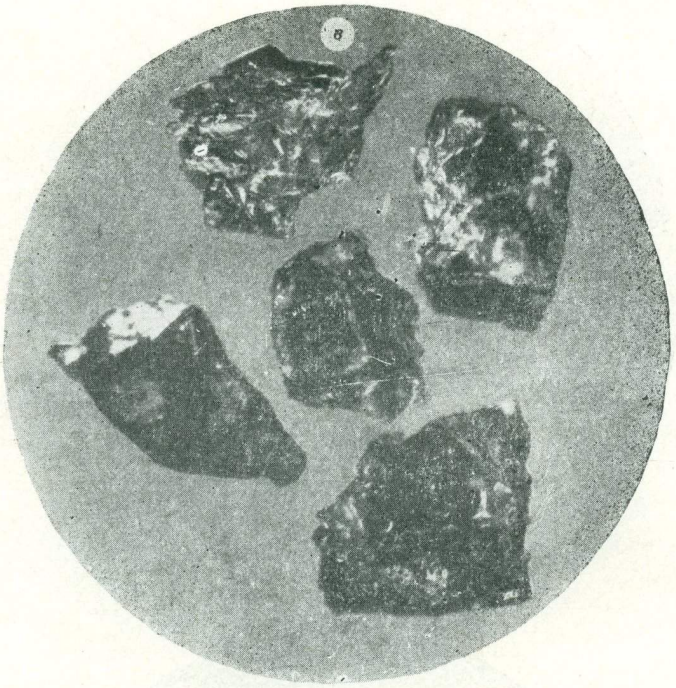
Окончание приложения 13.

в — кристаллы турмалина с включениями апатита.



Приложение 14. Турмалин из метасоматически измененных гранитов Тоштузекского массива (ув. 100):

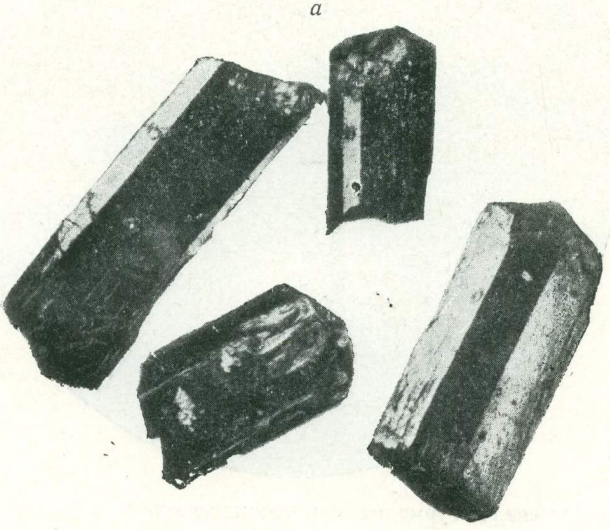
а — турмалин из мусковитизированных гранитов; *б* — турмалин из альбитизированных гранитов (*окончание см. стр. 236*).

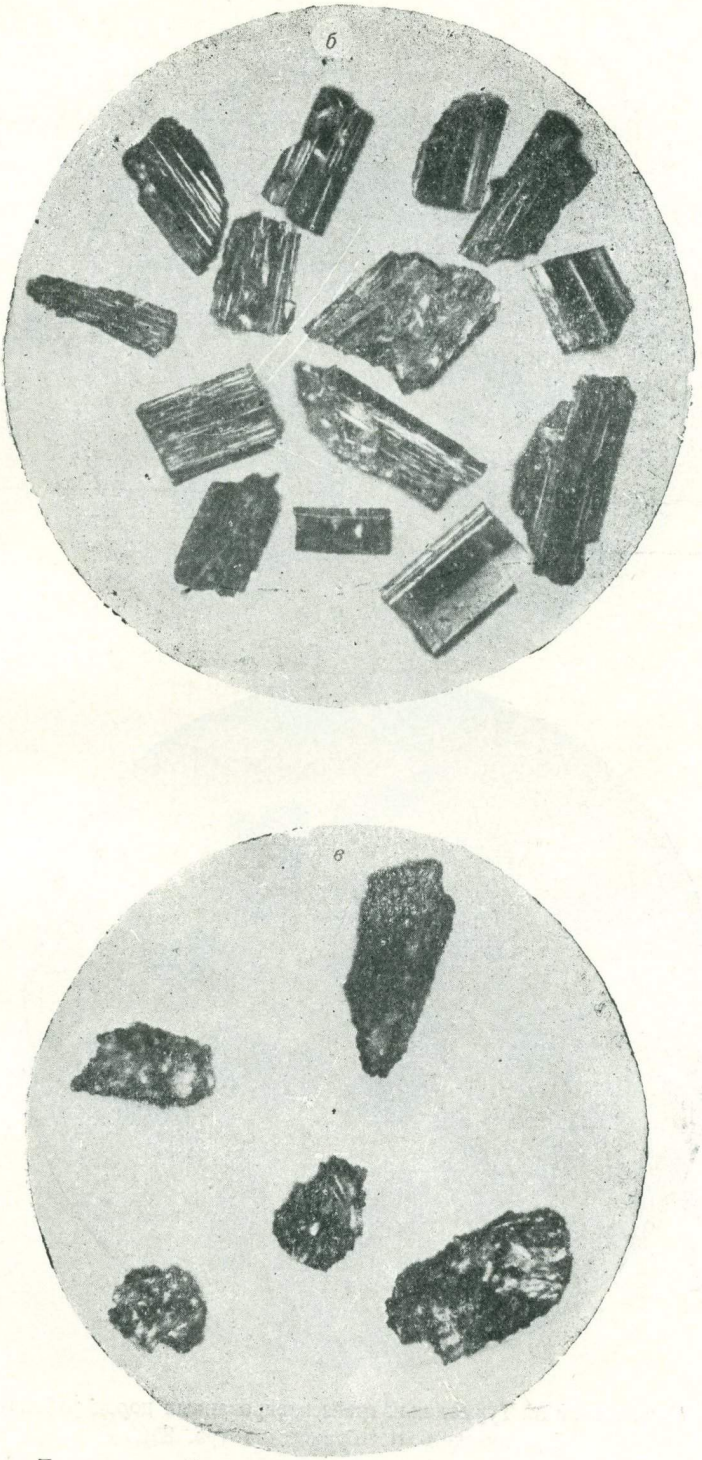


Окончание приложения 14.

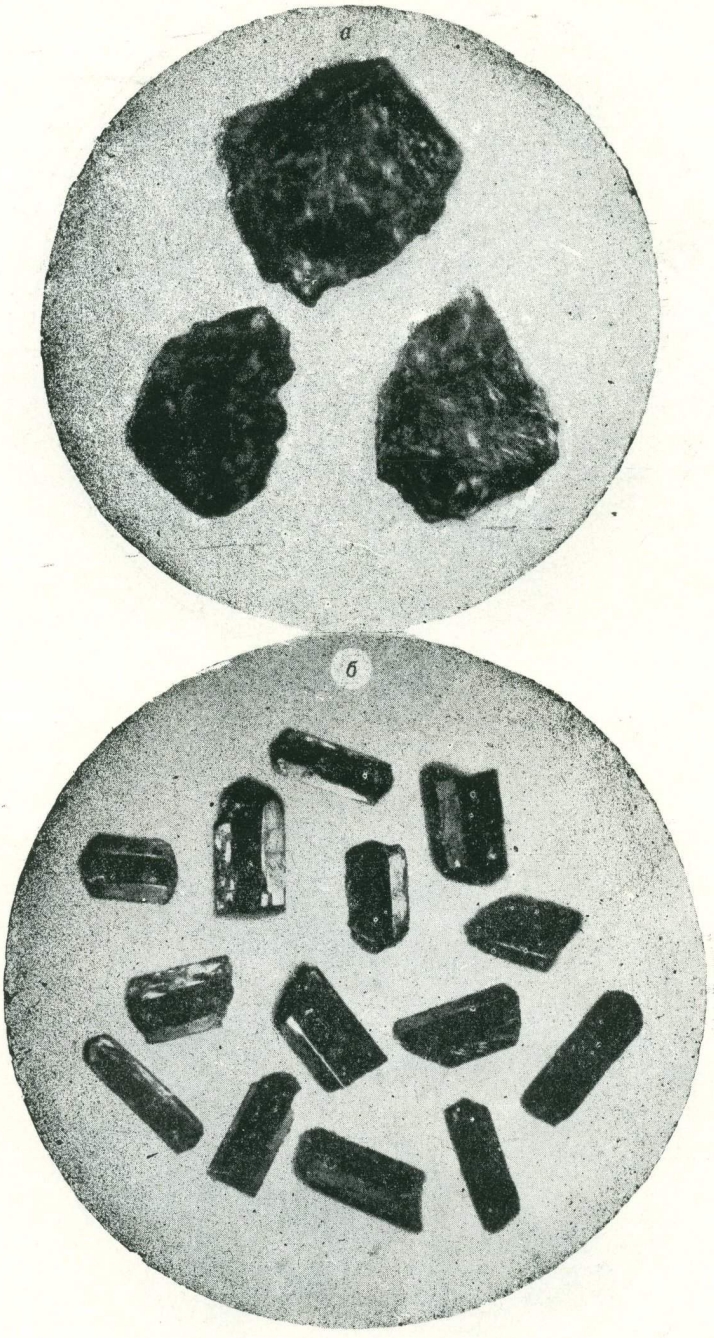
в — турмалин из грейзенизированных гранитов.

а

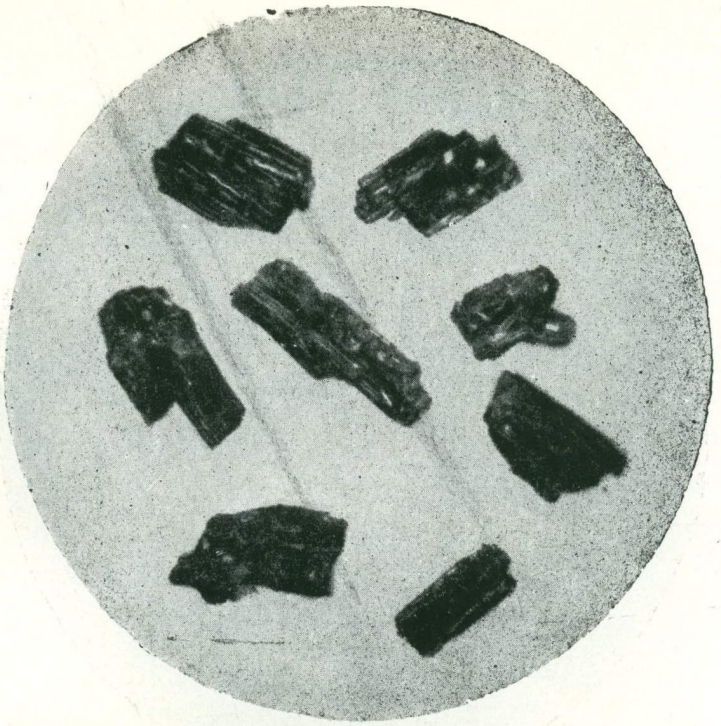




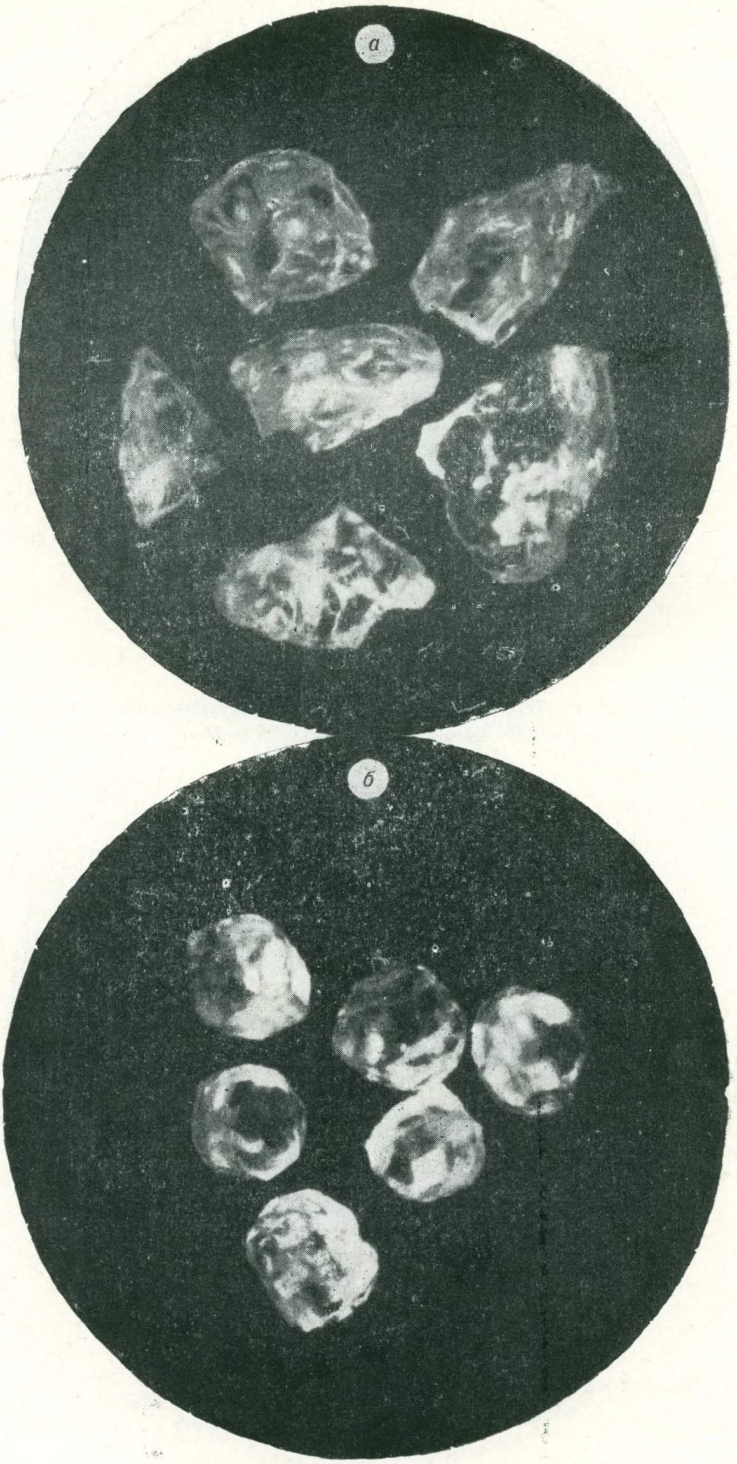
Приложение 15. Турмалин из неизмененных гнейсо-гранитов района Бугузунского месторождения.
Увеличение: а) 55; б) 80; в) 80.



Приложение 16. Турмалин из грейзенизированных пород района Бугузунского месторождения (ув. 80).

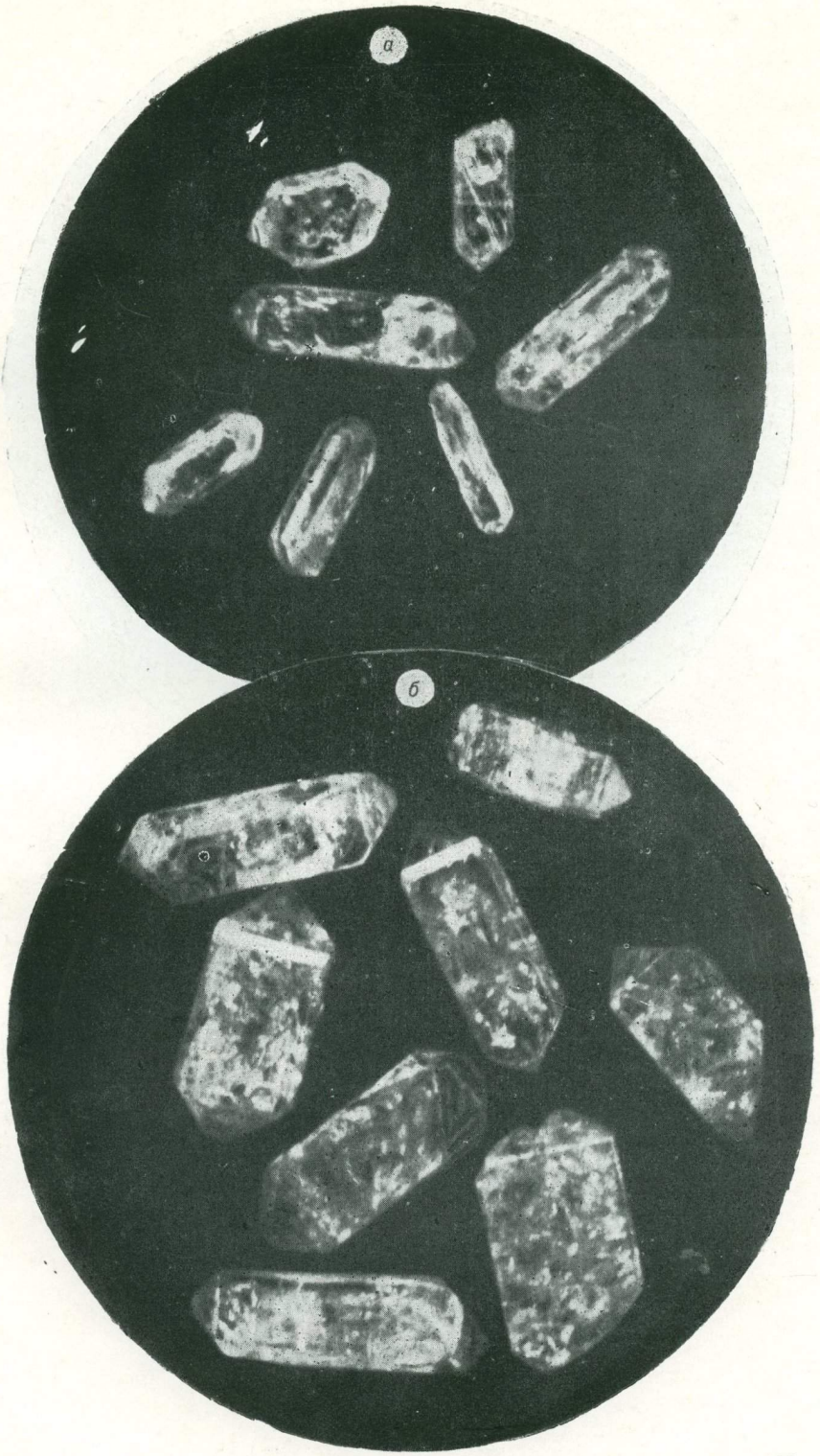


Приложение 17. Турмалин из кварцево-мусковитовых грейзенов района Бугузунского месторождения (ув. 80).

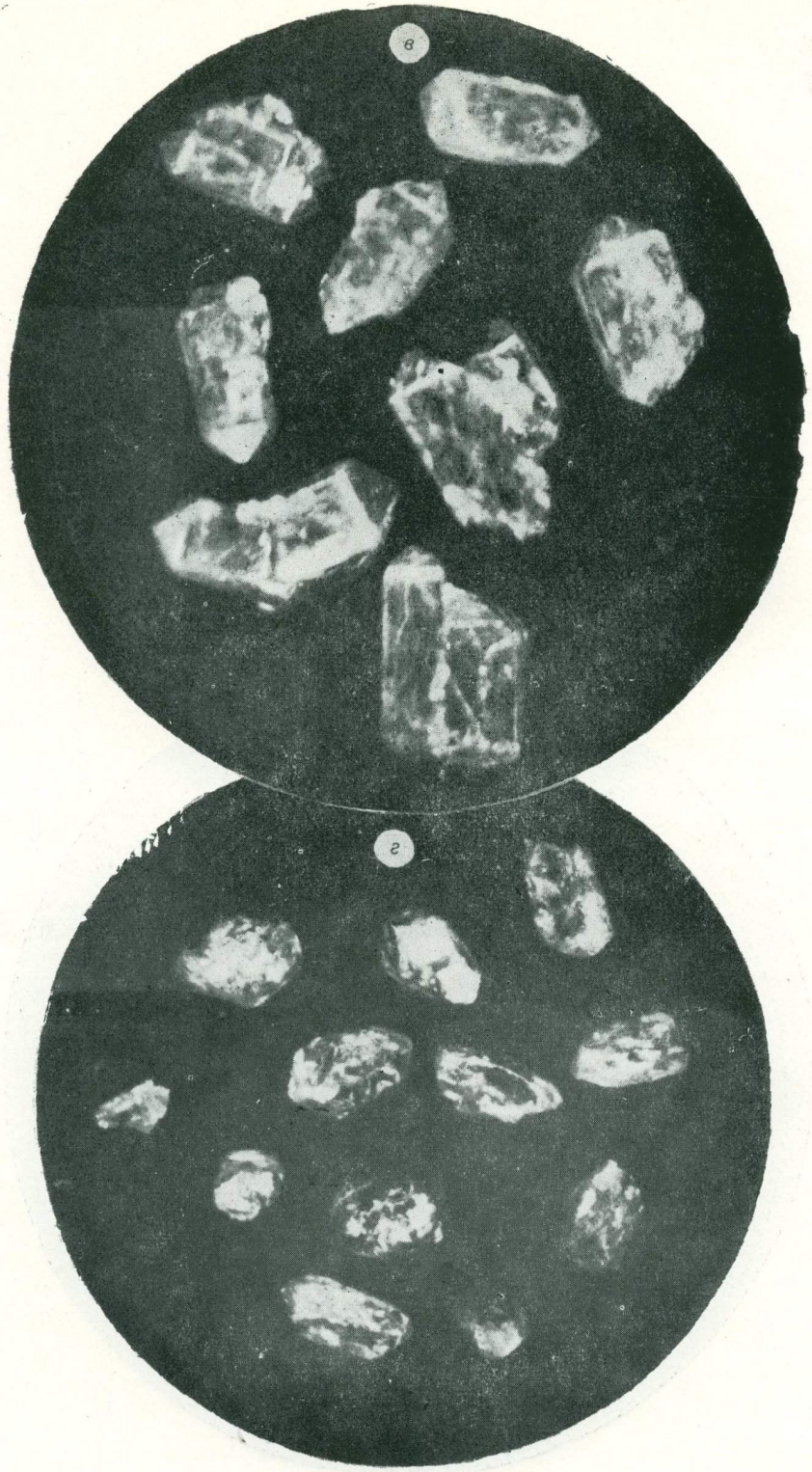


Приложение 18. Гранат из метасоматически измененных гранитов Талицкого массива.

Увеличение: *а*) 60; *б*) 80.

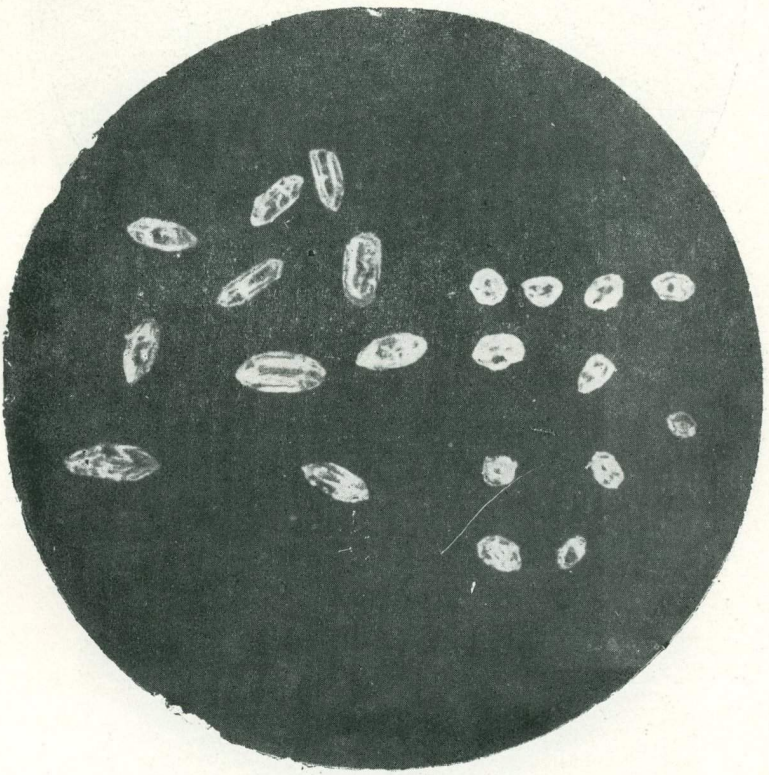


Приложение 19. Эволюция циркона в метасоматическом процессе (ув. 100): *а* — циркон-1 из гранитов Тоштузекского массива; *б* — циркон-2 из грейзенизированных гранитов Тоштузекского массива (*окончание см. стр. 242*).

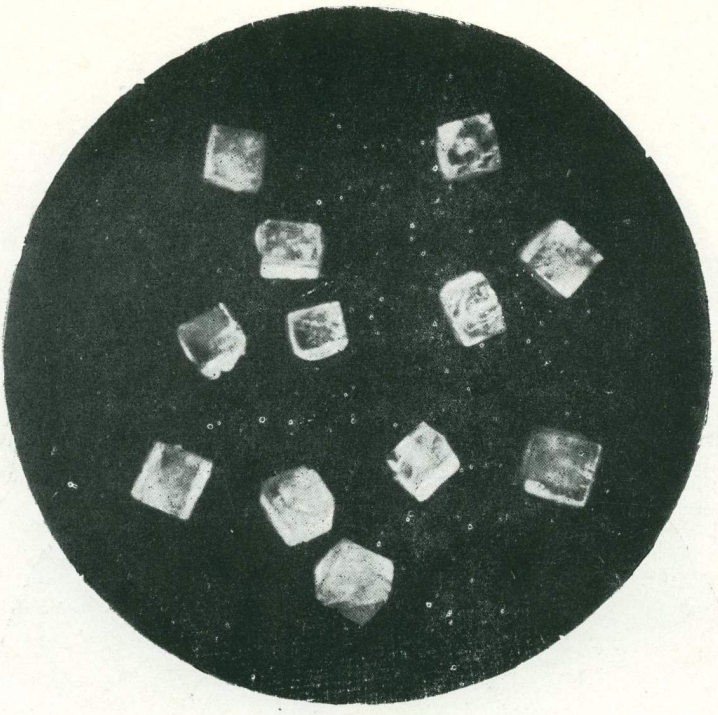


Окончание приложения 19.

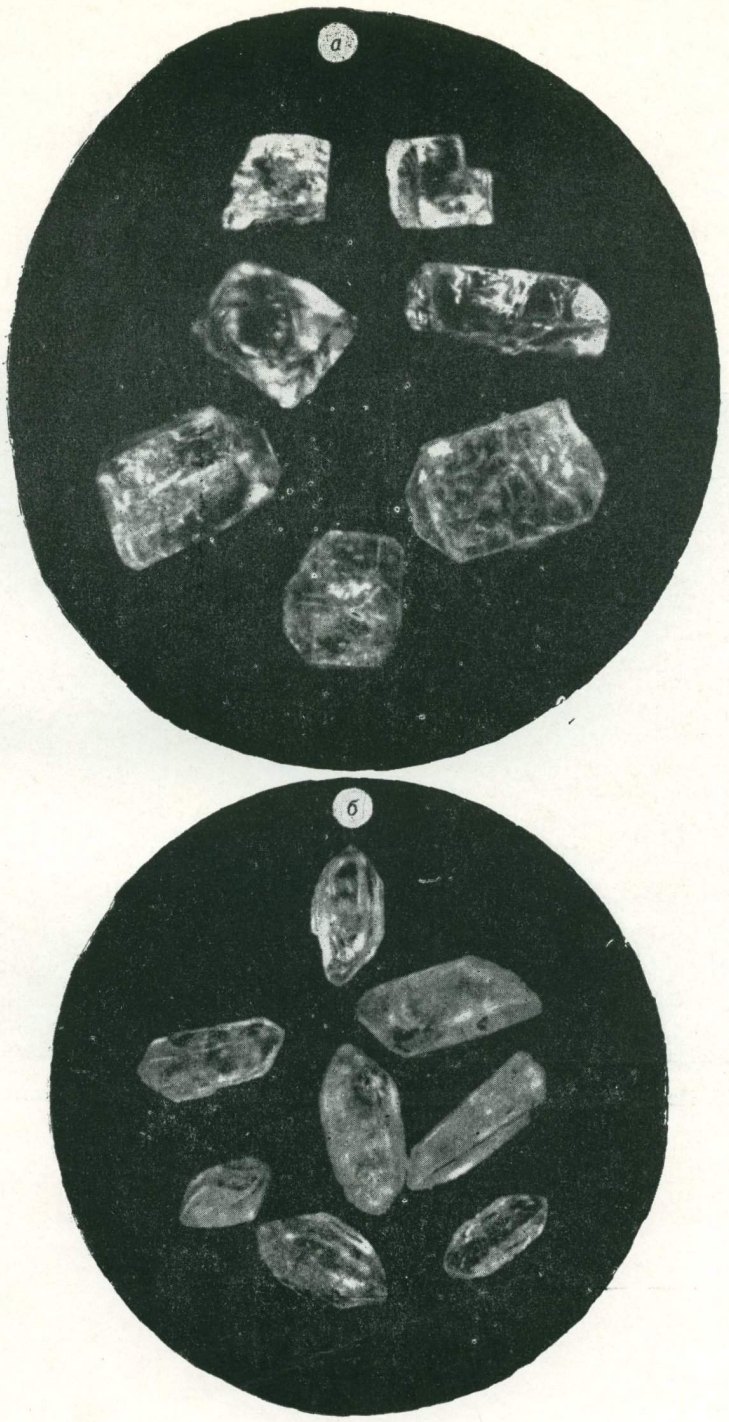
в — циркон-2 с наростами из калишпатизированных гранитов (Тоштузекский и Бугузунский массивы); *г* — реликты циркона-2 из грейзенов Тоштузекского массива.



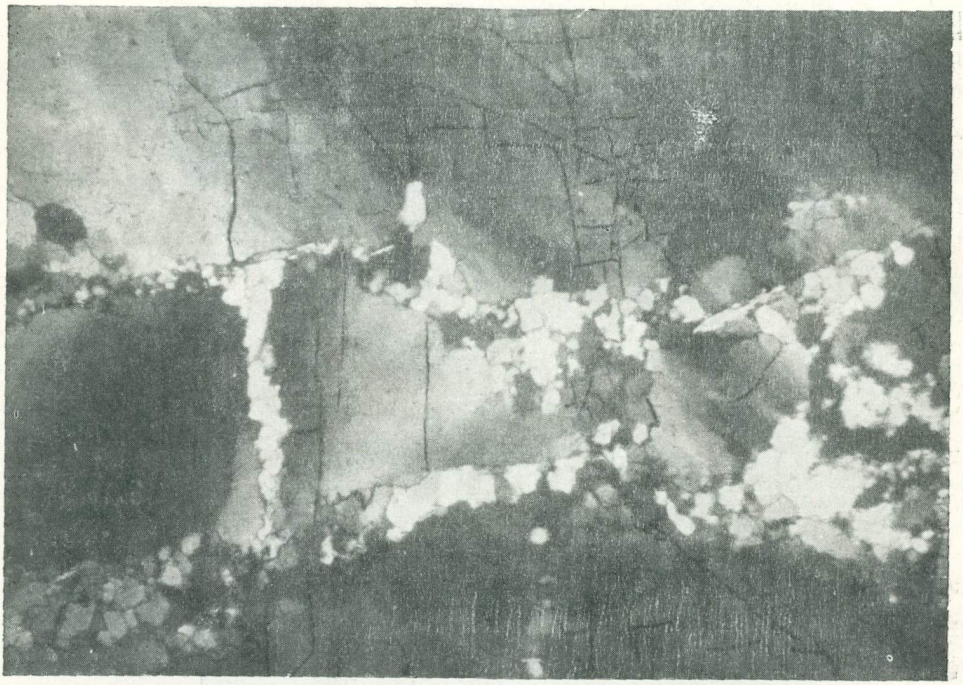
Приложение 20. Растворение циркона в процессе грейзенизации пород района Бугузунского месторождения (ув. 80).
Слева — циркон исходных пород, справа — циркон грейзенов.



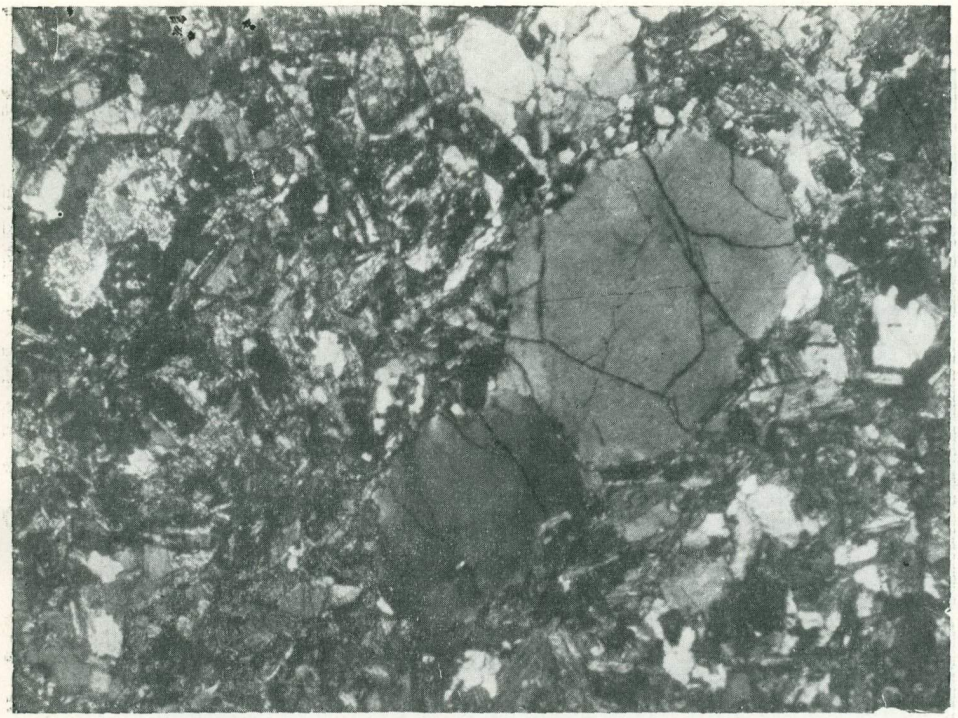
Приложение 21. Сванбергит Атуркольского массива (ув. 100).



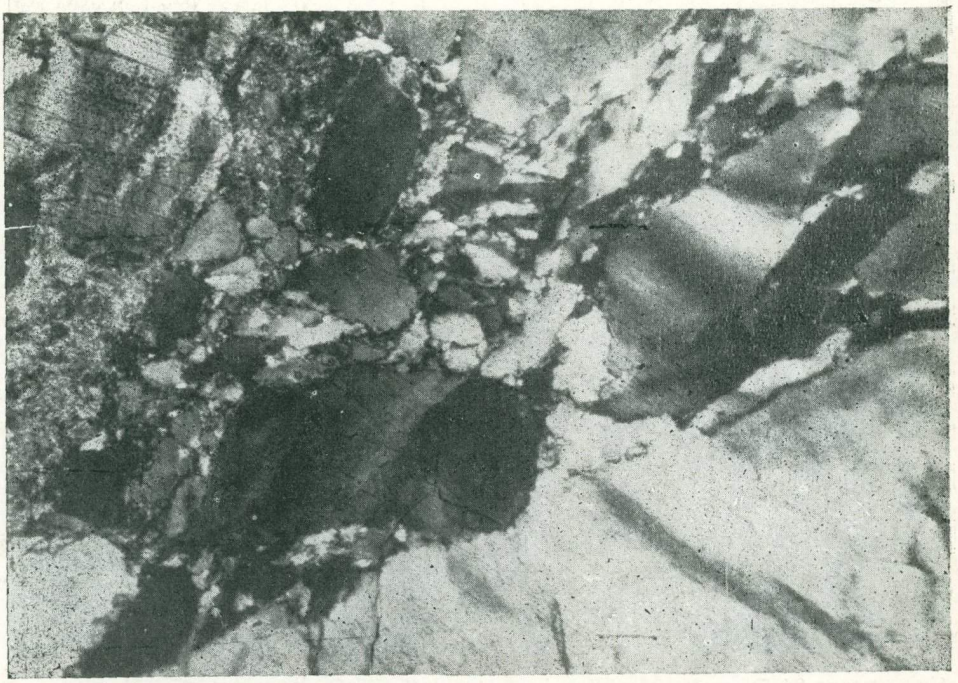
Приложение 22. Ксенотим из биотитовых порфировидных гранитов (ув. 80):
а — Талицкий массив; *б* — Синюшинский массив.



Приложение 23. Перекристаллизация жильного кварца в контакте с дайкой лампрофира (николи, +, ув. 36).



Приложение 24. Реликты жильного кварца в дайке лампрофира (николи +, ув. 36).



Приложение 25. Перекристаллизованный жильный кварц в контакте с дайкой сферолитовых порфиров (николи +, ув. 36).

Дайка (слева) грейзенизирована.

ЛИТЕРАТУРА

Айталиев Д. А. Некоторые данные о химизме гранитоидов Горно-Алтайского района. — Тр. Алтайского горно-металлург. ин-та, 1956, т. III.

Аляв дин В. Ф. Материалы к генетической классификации эндогенных вольфрамовых рудопроявлений Северо-Востока СССР. — Бюлл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3.

Амшинский Н. Н., Мариич И. В., Молчанов В. И. и др. Акцессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. Госгеолком. СНИИГГИМС, «Недра», 1964.

Аншелес О. М., Влодавец Н. И. Стронциевый минерал из тихвинских бокситов. — ЗВМО, 1927, вып. 1, ч. 56.

Александров А. И. Талицкий интрузивный массив. — «Сов. геология», 1947, 27.

Александров Г. В. Диагностика минералов групп шеелита, вульфенита и вольфрамита. — «Минерал. сырье», ВИМС, 1967, вып. 12.

Ассовский А. Н., Ассовская В. А. Антоновогорское месторождение вольфрамита. В кн. «Месторожд. редких и малых металлов», 1939, вып. 1.

Баклаков М. С. Искровское и Березовское молибденовые месторождения в Северо-Западном Алтае. — «Вестн. ЗСГТ», 1936, вып. 1.

Баклаков М. С. Элементы стратиграфии и металлогении северо-западной части Алтая. — «Проблемы сов. геол.», 1937, № 4.

Баклаков М. С. Новые месторождения редких металлов в западной части Катунских Альп. — «Вестн. ЗСГТ», 1938, № 3.

Баклаков М. С. Россыпи вольфрамита в районе Калгутинского месторождения. — «Вестн. ЗСГУ», 1939, № 2.

Баклаков М. С. Молибдено-вольфрамовое оруденение Алтая. — «Сов. геология», 1945_1, № 5.

Баклаков М. С. Калгутинское молибдено-вольфрамовое месторождение в Горном Алтае. — «Сов. геология», 1945_2, № 8.

Баклаков М. С., Русанов М. К. Калгутинское молибдено-вольфрамовое месторождение. — «Вестн. ЗСГТ», 1939, № 1.

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.

Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Материалы по изучению люминесценции минералов. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1952, вып. 4.

Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Материалы по изучению люминесценции минералов. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1954, вып. 6.

Барсуков В. А. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. В сб. «Химия земной коры», т. 2. «Наука», 1964.

Бек В., Тейх Н. Волчец и шеелит из русских месторождений. — «Горный журнал», 1869, № 8.

Берзина А. П., Сотников В. И. О наростах на кристаллах циркона. — «ДАН СССР», 1963, 150, 4.

Берзина А. П., Сотников В. И., Голубова Г. А., Ковалева Л. Т. Акцессорные минералы метасоматически измененных пород некоторых молибденовых месторождений. — Тр. Юбил. сессии акцесс. минер. ИМГРЭ. М., 1969.

Бетехтин А. Г. *Минералогия*. М., 1950.

Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. — «Геохимия», 1958, № 4.

Беус А. А. Ситнин А. А. Бериллсодержащие граниты. В сб. «Геол. месторожд. редких элементов», вып. 4. Госгеолтехиздат, 1959.

Беус А. А. Режим кислотности — щелочности в процессах метасоматоза как фактор концентрации редких элементов. В сб., посвящ. 60-летию Д. С. Коржинского. Изд-во АН СССР, 1961.

Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.

Борисенко Л. Ф. Скандий. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Борисенко Л. Ф., Лизунов Н. В. К вопросу о распределении скандия в вольфрамитах. — «Геохимия», 1958_1, № 3.
Борисенко Л. Ф., Лизунов Н. В. К вопросу о распределении скандия и ниобия в вольфрамитах. — «Геохимия», 1958_2, № 6.
Бородин Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — «Изв. АН СССР», серия геол., 1965, № 7.
Бундель А. А., Русанова А. И., Яковлева Е. В. Влияние Fe на свойства цинксульфидных люминофоров. — «Изв. АН СССР», серия физ., 1945, 9, № 4—5.
Вавилов В. В., Вайнберг Т. И. Люминесценция стекол. — «Изв. АН СССР», серия физ., 1945, 9, № 4—5.
Василевский М. М. Определение удельного веса из микронавесок. — «Зав. лабор.», 1960, № 10.
Васильева З. В. О роли Mn в апатитах. — ЗВМО, 1958_1, ч. 87, вып. 4.
Васильева З. В. Изоморфные замещения в апатитах из различных месторождений Союза. Автореф. канд. дисс. ИГЕМ., 1958_2.
Васильева З. В., Калинин П. В. Особенности состава и генезиса апатитов Слюдянского района в Южном Прибайкалье. — «Изв. вузов», серия геол. и разв., 1961, № 6.
Вахрушев В. А. О растворении цирконов в изверженных горных породах. — «ДАН СССР», 1956, 109, 3.
Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1960.
Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Якшин В. Я. Метаморфизм железо-титановых месторождений Уфалейской группы. — Докл. на съезде ВМО. Ленинград, 9—14 марта 1964.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.
Виноградов А. П., Павленко А. И. W и Mo в изверженных породах. — «Геохимия», 1958, № 5.
Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 7.
Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. «Наука», 1964.
Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитов Ортау. —Тр. Ин-та геол. наук АН Казахской ССР, 1960, 3.
Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1964.
Гольдшмидт В. М. и Петерс К. К геохимии скандия. — Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, НКТП, 1938.
Григорьев И. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. — Бюлл. Московского об-ва испытателей природы, нов. серия, 1953, 28, 1.
Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Топаз из месторождений касситерито-кварцевой формации Забайкалья и его метасоматические изменения. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1954, вып. 6.
Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3.
Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Особенности специализированных оловоносных гранитоидов Забайкалья и возможные условия месторождений олова. В сб. «Металлоген. специализация магм. комплексов». «Недра», 1964.
Грум-Гржимайло С. В., Толстихина К. И., Рудницкая Е. С. Об исследовании люминесценции минералов. — ЗВМО, 1955, ч. 84, вып. 4.
Дербиков И. В., Лабазин Г. С. Результаты работ ЗСГУ по металлам за 1941 г. — «Вестн. ЗСГУ», 1942, № 1—2.
Дмитриев В. П. Новые данные о полиметаллическом оруденении Горного Алтая. — «Разв. и охрана недр», 1958, № 9.
Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23.
Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай). — «Изв. АН СССР», серия геол., 1959, № 2.
Дроздов М. Д. Белокурихинское месторождение вольфрамита. — Месторожд. редких и малых элементов СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.
Дуброва И. В. Некоторые данные о взаимоотношениях между вольфрамитом, шеелитом и пиритом в вольфрамоносных кварцевых жилах. — ЗВМО, 1957, ч. 86, вып. 4.

Дударев А. Н., Сотников В. И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 5.
Дударев А. Н., Сотников В. И. О характере формирования тепловых флюидопроводников в зонах грейзенизации. В сб. «Физика и физико-химия процессов рудообразования». «Наука», Сиб. отд., 1970.
Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии, т. 1, полутом 2, 1951.
Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии, т. 2, полутом 2, 1954.
Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Стадийность процесса изменения ильменита в гипергенных условиях. — Вопросы минералогии осад. образований, кн. 6. Изд. Львовского ун-та, 1961.
Елисеев Н. А. О месторождениях вольфрамита в Рудном Алтае. — «Изв. ВГРО», 1932, № 36.
Ельяшевич М. А. Атомная и молекулярная спектроскопия. Физматиздат, 1962.
Еремеев П. М. О железном волчеце с Алтая. — ЗВМО, 1894, серия 2, т. 31.
Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., «Наука», 1964.
Ершов С. П. Кок-Кульское вольфрамо-молибденовое месторождение. В сб. «Большой Алтай», т. 2, 1936.
Жердева А. Н. Сравнительная характеристика ильменитов из россыпей. — «Минеральное сырье». М., 1961, вып. 2.
Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. — Тр. ВИМС, 1964, вып. 11.
Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах различных месторождений Советского Союза. — «Геохимия», 1957, № 3.
Заридзе Г. М., Татришвили Н. М. О второстепенных минералах гранитоидов. — ЗВМО, 1952, серия 2, т. 80.
Захарова Е. М. Об андалузитовых грейзенах района Дальненского гранитного массива (Казахстан). — «Вестн. МГУ», 1956, № 2.
Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. — «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 12.
Зильберман Я. Р., Никонов И. И., Сухарина А. Н. Итоги работ ЗСГУ в 1958 г. по цветным металлам. — «Вестн. ЗСГУ и НГУ», 1959, № 1—2.
Зиновьев Г. Д., Тимофеев В. Д., Зубков Т. М. Вольфрамовое месторождение Кок-Куль в Горном Алтае. — «Сов. геология», 1939, № 8.
Зиновьев Г. Д., Тимофеев В. Д., Зубков Т. М. Геологическое строение юго-восточной части Катунских Альп. — «Сов. геология», 1946, № 10.
Иванов В. В. Новые данные по геохимии акцессорных элементов в касситерито-сульфидных рудах. — Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 7.
Иванова Г. Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. — «Геохимия», 1963, № 5.
Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, 1963.
Казицын Ю. В. Сванбергитизация — новый тип околорудного изменения гранитоидов. — «ДАН СССР», 1965, **161**, 2.
Калугин А. С. Исследование структурного контроля мощностей, содержаний, запасов и соотношения жильных и рудных компонентов на примере Калгутинского месторождения редких металлов. — Матер. по геол. и полезным ископаемым Сибири (СНИИГГИМС). Госгеолтехиздат, 1961.
Калюжный В. А. Петрография гранитоидов и вопросы металлогении восточной части Катунских Альп Горного Алтая. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 85.
Калюжный В. А. Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных минералов на примере Тиманского кряжа. — «Изв. АН СССР», серия геол., 1965, № 12.
Книпович Ю. Н., Морачевский Ю. В. Анализ минерального сырья. М., 1956.
Константинов Р. М. О грейзеновом типе оловянного оруденения в экзоконтактах гранитов и жил в Восточном Забайкалье. — Тр. МГРИ, 1955, 28.
Константинова-Шлезингер М. А. Люминесцентный анализ. Изд-во АН СССР, 1948.
Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. В сб. «Металлоген. специализация магм. комплексов». «Недра», 1964.
Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магм. рудн. месторожд»; «Изд-во АН СССР, 1955.
Коропец И. П., Дубинкин С. Ф. О перспективах Белокурихинского гранитного массива. — «Вестн. ЗСГУ», 1940, № 5.
Косалс Я. А., Сотников В. И. Позднегерцинские редкометальные рудные формации Горного Алтая. — Новые данные по геол. и полезн. ископаемым Горного Алтая. Новосибирск, 1963.
Костерин А. В. Геохимические исследования при шлиховых поисках. — «Геол. и геофиз»., 1964, № 9.
Костерин А. В. Применение геохимических методов при шлиховых поисках. — «Разв. и охрана недр», 1965, № 3.
Костов Ив. Генетические типы габитусов минералов. — Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1962, № 16.
Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья. — Минер. сб. Львовского геол. об-ва, 1958, № 12.
Котульский В. К. Отчет о состоянии и деятельности Геол. Комитета за 1917 г. — «Изв. Геол. Ком.», 1918, № 1.
Крейтер В. М., Красников В. И. Месторождения цветных металлов. В сб. Цветная металлургия Цент. и Вост. Германии». М., Металлургиздат, 1947.
Круглов В. Н., Ряничева М. И. Крошкина А. Б. и др. Некоторые особенности молибденсодержащих шеелитов. — «Минерал. сырье», ВИМС, 1966, вып. 12.
Крылов И. Н. Гранат из верхнепротерозойских гранитов западной части Восточного Саяна. — «Вестн. Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр.», 1960, вып.1, № 6.
Кузнецов В. А. Интрузивные массивы и молибденовое оруденение северного склона Катунских Альп. — «Вестн. ЗСГТ», 1938, № 2.
Кузнецов В. А. Новые данные по геологии и металлогении Алтая. — «Вестн. ЗСГУ», 1941, № 1—2.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Вопросы геол. Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — Тр. ИГГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полицикличных складчатых областей. В сб. «Закономерности размещения полезн. ископаемых», т. 8, 1966.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. «Наука», Сиб. отд., 1966.
Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород. — Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1949, вып. 5.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
Куклин Н. В. Закономерности размещения и образования вольфрамовых месторождений на Урале. — «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 4.
Куковский Е. Г., Кононов Ю. В. Рентгенографическое изучение продуктов рутилизации ильменита. В сб. «Рентгеногр. минерал. сырья», вып. 1, 1962.
Кулик Н. А. Акцессорный гранат лейкократовых пород Актауского интрузива. — Учен. зап. ЛГУ, 1962, № 312.
Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В сб. «Месторожд. редких и малых металлов СССР», вып. 2, 1939.
Ли А. Ф., Гребенникова О. Т., Ясус Н. С. Микроструктуры ильменитов и их практическое значение. — Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, 1959, № 1.
Литвин А. Л., Матвеенко В. Т. О молибденовом оруденении Северо-Востока СССР. — Тр. ВНИИ-1, серия геол., вып. 34, 1958.
Лугов С. Ф. К минералогии месторождения Иультин. — Тр. Всес. Магаданского научно-иссл. ин-та, 1956, 1, 7.
Луканина М. И. Сванбергит в бокситах Каменского района на Среднем Урале. — ЗВМО, 1959, 88, 5, 586.
Ляхович В. В. Элементы редких земель в акцессорном цирконе гранитоидов. — «Геохимия», 1962_1, № 1.
Ляхович В. В. О некоторых особенностях акцессорного циркона гранитоидов. — Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
Ляхович В. В. Акцессорные минералы гранитоидов (Краткая аннотированная библиография). ИМГРЭ, М., 1964.
Ляхович В. В. Граниты—новый генетический тип месторождений редких элементов.— Геохимия, минер., ген. типы редких элементов, т. 3. «Наука», 1966.
Ляхович В. В., Нонешникова В. И. О влиянии поздних процессов на содержание акцессорных минералов в гранитоидах. — Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
Ляхович В. В., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. — «Геохимия», 1961, № 6.

Магакьян И. Г., Мкртчан С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). В сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1965.
Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
Масгутов Р. В. Некоторые данные к вопросу о мартитизации. — «Изв. АН Казахской ССР», серия геол., 1957, вып. 1.
Масгутов Р. В. Об одной разновидности циркона из Центрального Казахстана. — «Изв. АН Казахской ССР», серия геол., 1958, вып. 1.
Матвеенко В. Т. О вольфрамовом оруденении Северо-Востока СССР. — «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 2.
Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). В сб. «Металлоген. специализация магм. комплексов». «Недра», 1964.
Минеев Д. А. Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы (ΣCe — ΣY_1 — ΣY_2. — «Геохимия», 1965, № 12.
Михалева Л. А., Сотников В. И. Связь магматизма и оруденения с процессами активизации в Юго-Восточном Алтае. В сб. «Рудн. формации и генезис эндоген. месторожд. Алтае-Саянской обл.» «Наука», 1968.
Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
Михеев В. И., Калинин А. И. Сопоставление магнитных свойств, удельного веса и параметров элементарной ячейки ильменитов. — Зап. ЛГИ, 1961, 38, 2.
Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957.
Монич В. К., Гогель Г. Н. Некоторые акцессорные минералы из гранитов и грейзенов Баянаульского массива. — «Изв. АН Казахской ССР», серия геол., 1951, вып. 13.
Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама (Восточная Калба). — Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91.
Надеждина Е. Д., Юдина В. В., Забавникова Н. И. Акцессорный сфен из метасоматически измененных траппов Сибирской платформы (район Большой Ботуобии). — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1963, вып. 14.
Наковник Н. И. Грейзены. В сб. «Изменения околорудн. породы и их поиск. значение», 1954.
Некрасов И. Я. Петрология Такалканского массива аляскитовых гранитов в хребте Полоусном. — Тр. Ин-та геол. Якутского фил. СО АН СССР, 1960, вып. 7.
Некрасов И. Я., Ипатьева И. С. Минералого-геохимические особенности металлоносных гранитов на примере Омчиганского месторождения. В сб. «Матер. по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР», вып. 5. Госгеолтехиздат, 1961.
Нехорошев В. П. Новые рудные месторождения на Алтае. — «Вестн. Геол. Ком.», 1925, № 5.
Нехорошев В. П. Об «абсолютном» и относительном возрасте гранитоидов Алтая и Калбы. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 2.
Нехорошев В. П. Геологическая карта Алтая масштаба 1 : 500 000 (Объяснительная записка). Госгеолтехиздат, 1958.
Никитина Е. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. Сравнительный анализ акцессорных минералов из различных интрузивных комплексов Курайского хребта (Горный Алтай). — «Геол. и геофиз.», 1963, № 11.
Никитина Е. И., Берзина А. П., Кузнецова И. К., Сотников В. И. О сванбергите в Горном Алтае. — «ДАН СССР», 1963, **149**, 4.
Никитина Е. И., Сотников В. И. Типоморфные особенности апатита из грейзеновых образований Горного Алтая. — Сб. матер. по ген. и эксперим. минер., № 4, 1966.
Никитина Е. И., Сотников В. И. Типоморфные особенности акцессорных минералов грейзеновых образований Горного Алтая. — Тр. Юбил. сессии лабор. акцесс. минер. ИМГРЭ, 1969.
Никитина Е. И., Сотников В. И., Архипенко Д. К., Зюзин Н. И. О продуктах «лейкоксенизации» сфена и рутила из грейзеновых образований Горного Алтая. — «Рентгеногр. минерал. сырья», 1967, № 6.
Никитина Е. И., Сотников В. И. Типоморфные особенности акцессорных минералов титана из позднегерцинских гранитоидов и грейзеновых образований Горного Алтая. — Матер. по ген. и эксперим. минер., т. 5. «Наука», 1967.
Никольская Ж. Д. Вещественный состав шеелитоносного штокверка и метаморфизм вмещающих пород Урзарсайского месторождения в Горном Алтае. Автореф. канд. дисс. ВСЕГЕИ, Л., 1957.
Никольская Ж. Д. Новый для Горного Алтая тип вольфрамового оруденения. — «Сов. геология», 1958, № 11.

Никольская Ж. Д. Дорудный метаморфизм вмещающих пород Урзарсайского вольфрамового месторождения в Горном Алтае.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 13.
Никольская Ж. Д. Стадии формирования шеелитоносного штокверка Урзарсайского месторождения в Горном Алтае. — Матер. по геол. и минер. рудн. месторожд. СССР. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, 60.
Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб. «Редкие элементы в изверж. горн. породах и минералах». ИЛ, 1952.
Оболенский А. А. О структурном взаимоотношении рудных прожилков на одном из штокверковых месторождений. — «Геол. и геофиз.», 1960, № 9.
Оболенская Р. В., Фирсов Л. В. О раннемезозойском возрасте слюдяных лампрофиров чуйского комплекса в Горном Алтае. — «ДАН СССР», 1966, 170, 4.
Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1934.
Озеров К. Н. Форма кристаллов корунда как поисковый признак. — «Сов. геология», 1946, № 9.
Онтоев Д. О. О составе некоторых рудообразующих турмалинов.—Тр. ИГЕМ, 1956, вып. 3.
Онтоев Д. О., Нисенбаум П. Н., Органова Н. И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе PbS — Ag_2S — Bi_2S_3. —«Геохимия», 1960, № 5.
Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Шевалеевский И. Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метаморфических пород Восточной Тувы. — «Геохимия», 1957, № 5.
Падуров Н. Н. Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г. — «Изв. Геол. Ком.», 1927, 46, 4.
Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. —«Изв. Томского ун-та», кн. XII, 1915.
Пилипенко П. П. Опыт изучения минералов в ультрафиолетовом свете. — Тр. МГРИ, 1936, 1.
Пинус Ю. В. Минеральные ассоциации и околожильные изменения рудоносных кварцевых жил Белорецкого вольфрамового месторождения на Алтае.— «Вестн. ЗСГТ», 1938, № 5.
Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — Тр ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24.
Попов С. Д. О генетической связи олово-вольфрам-молибденовых месторождений с интрузиями и их поиски на территории СССР. В сб. «Матер. по изучению произв. сил Бурят-Монгольской АССР», вып. 11, 1956.
Потапьев В. В. Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение. В сб. «Геол. и геохим. рудн. месторожд. Сибири». «Наука», Сиб. отд., 1965.
Прингсхейм П., Фогель М. Люминесценция жидких и твердых тел и ее практические применения. ИЛ, 1948.
Прингсхейм Э. П. Флюоресценция и фосфоресценция. ИЛ, 1951.
Прокопцев Н. Г О малых интрузиях междуречья Кумира и Коргона и связанном с ними оруденении (Горный Алтай). — «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 6.
Путалова Р. В. Некоторые данные о замещении ильменита рутилом и анатазом. — «Изв. АН Казахской ССР», серия геол., 1959, вып. 3 (36).
Пшибрам К. П. Окраска и люминесценция минералов. ИЛ, 1959.
Рабинович А. В. О методике минералого-геохимических исследований интрузивных пород. — Тр. Всес. совещ. работников минер. петрогр. лабор., 1955.
Рабинович А. В., Муравьева А. Н., Жданова М. В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1958, № 2.
Разумовский Н. К. Характеристика формы кристаллов. В сб. «Кристаллография», вып. 4, 1955.
Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. ИЛ, 1962.
Рафиенко Н. И. О проявлении додайковой минерализации на Калгутинском редкометальном месторождении. — Матер. по геол. и полезн. ископаемым Сибири (СНИИГГИМС). Госгеолтехиздат, 1961.
Резухина Т. Н., Симанов Ю. П., Герасимов Я. И. Равновесие вольфрамита железа с водородом. — «Физ. химия», 1951, 25, 3.
Родыгин А. И Геологический очерк Сайлюгемского хребта в юго-восточной части Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Томск, 1956.
Руб М. Г. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 5.
Руб М. Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. — «Сов. геология», 1964, № 1.
Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л. Металлогенические особенности

гранитоидов Мяо-Чанского интрузивного комплекса (Хабаровский край). В сб. «Металлоген. специализация магм. комплексов», 1964.

Самонов И. З. Некоторые особенности минералообразования в рудах Белокурихинского месторождения и вопросы распределения вольфрамита в жильных месторождениях. — «Изв. вузов», серия геол. и разв., 1959, № 6.

Самонов И. З. Особенности и этапы развития структуры Белухинского месторождения. В сб. «Основные вопросы и методика изучения структурн. рудн. полей и месторожд.», 1960.

Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений, ч. II. ВИТР, Л., 1962.

Севченко Н. А., Флоринская В. А. Спектры отражения и пропускания различных модификаций кремнезема в области длин волн 7 — 24 μ. — «ДАН СССР», серия физ., 1956, **109**, 6.

Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы Ti и Nb в Ловозерском щелочном массиве. — Тр. Ин-та минер. геохим. и кристаллохим. редких элементов, 1957, вып. 1.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.

Симанов Ю. П., Куршакова Р. Д. Получение и рентгенографическое исследование $MnWO_4$ и вольфрамитов ряда $FeWO_4$— (Fe_xMn_{1-x}) WO_4— $MnWO_4$.— «Физ. химия», 1957, **31**, 4.

Ситнин А. А., Леонова Т. Н. Лопарит — новый акцессорный минерал альбитизированных гранитов. — «ДАН СССР», 1961, **140**, 6.

Скуридин В. А. Интрузивный комплекс Курайской рудной зоны. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 2.

Скуридин В. А. Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении Горного Алтая. В сб. «Рудн. формации и генезис эндоген. месторожд. Алтае-Саянской обл.». «Наука», 1967.

Сливко М. М. Примеры изменения окраски турмалина и ее геохимическое значение. — Минер. сб. Львовского ун-та, 1957, № 11.

Сливко М. М. Редкие и рассеянные элементы в турмалинах. — «Проблемы геохим.», 1959, вып. 1.

Слободской Р. М. Рудные комплексы и металлогеническая специализация интрузий (на примере Северо-Западного Алтая). — «Геол. и геофиз»., 1964, № 1.

Смольянинов Н. А. Особенности минералогии Джидинского месторождения Бурят-Монгольской АССР. — Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39.

Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений». — «Изв. АН СССР», серия геол., 1947, № 1.

Соболев В. С., Вартанова Н. С., Шайнюк А. И. Проблема роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах. — ЗВМО, 1951, ч. 30, № 2.

Сотников В. И. О генезисе полосчатых кварцево-молибденовых жил Шахтаминского месторождения. — «Изв. вузов», серия геол. и развед., 1958, № 5.

Сотников В. И. Вольфрам-молибденовые рудные формации Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Эндоген. рудн. формации Сибири и Дальнего Востока», 1964.

Сотников В. И. Опыт систематики вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской геосинклинальной области. В сб. «Эндоген. рудн. формации Сибири и Д. Востока», «Наука», 1966.

Сотников В. И., Щербань И. П., Тычинский А. А. О влиянии пористости на локализацию оруденения в некоторых ртутных месторождениях. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 10.

Сотников В. И., Никитина Е. И. Поведение акцессорных минералов и акцессорных элементов в процессе грейзенизации. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 10.

Сотников В. И., Изюмова Л. Г. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. — «Геохимия», 1965, № 2.

Сотников В. И., Дударев А. Н. Теплофизические и энергетические особенности продуктов некоторых метасоматических процессов. — Матер. ко II конф. по околорудн. метасоматозу. Л., 1966.

Спейт Ю. А., Новоселов А. М. О составе руд Колыванского вольфрамового месторождения. — «Вестн. ЗСГТ», 1938, № 5.

Степанов А. В., Северов Э. А. Гагаринит — новый редкоземельный минерал. — «ДАН СССР», 1961, **141**, 4.

Стороженко И. Д. Геолого-минералогическая характеристика вольфрамовых месторождений на Северном Кавказе. — ЗВМО, 1939, ч. 68, № 2.

Стрелкин М. Ф. К вопросу о грейзенизации гранитов. В сб. «Вопросы петрогр. и минер.», посв. акад. Д. С. Белянкину, Изд-во АН СССР, 1953.

Студеникова З. В., Глинкина М. И., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. — «Геохимия», 1957, № 2.

Сумин Н. Г. О некоторых особенностях апатита скарновых железорудных месторождений. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
Сырицо Л. Ф., Черник А. Н. Эволюция парагенеза акцессориев в процессе метасоматического изменения гранитов одного из массивов Восточного Забайкалья. — ЗВМО, 1965, серия 2, ч. 94, вып. 4.
Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. В сб. «Химия земной коры», т. II. «Наука», 1964.
Тетяев М. М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского р-на Забайкальской области. — Матер. по общей и прикладной геол., 1918, вып. 32.
Тетяев М. М. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношения. — Матер. по общей и прикладной геол., 1926, вып. 34.
Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. В кн.: «Геохим. редких элементов в связи с проблемами петрогенезиса». Изд-во АН СССР, 1959.
Туровский С. Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд-во АН Киргизской ССР, 1960.
Туровский С. Д. Минералого-геохимические особенности изверженных пород как индикатор металлогенической специализации интрузивных комплексов (на примере Северного Тянь-Шаня). В сб. «Металлоген. специализация магм. комплексов». «Недра», 1964.
Тычинский А. А. Новый тип свинцово-вольфрамового оруденения в Горном Алтае. — Матер. II научно-техн. конф. мол. учен. Новосибирск, 1957.
Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая. — Вопросы геол. и метал. Горного Алтая.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 13.
Тычинский А. А., Сотников В. И., Никитина Е. И. Проявления медного оруденения нового типа в Юго-Восточном Алтае. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 12.
Унксов В. А. Об особенностях двух главных типов мышьяково-никель-кобальтовых месторождений. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, 60.
Урбах В. Ю. Биометрические методы. «Наука», 1964.
Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.
Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. — «Проблемы сов. геол.», 1935$_2$, № 9.
Усов М. А. Фации магматических пород и их рудоносность. Тезисы докл. XXVII Междунар. конгресса, 1937.
Федорчук В. П., Никифорова Г. А. Об использовании надрудного пирита в качестве индикатора при поисках низкотемпературных месторождений закрытого типа. — «Разв. и охрана недр», 1958, № 5.
Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. В кн.: «Хибинские апатиты», т. 3. ГОНТИ, Ленхимсектор, 1931.
Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. — Изд-во АН СССР, 1939.
Хамрабаев И. Х. Мусковитизация и двуслюдяные граниты в Зирабулакских и Каратюбинских интрузивах (Западный Узбекистан). — Зап. Узбекского отд. ВМО, 1952, вып. 1.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1958.
Хасанов А. Х., Кривощекова Н. И. Роль метасоматоза в образовании титановых минералов (на примере гранитоидов Южн. Гиссара). Сб. посвящ. XXII сессии МГК в Дели. — «Проблемы геол. Таджикистана», АН Таджикской ССР, 1964.
Хасин Р. А. О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит-вольфрамовых месторождений. — «ДАН СССР», 1949, 1, XIV.
Хаузен Г. Апатиты. ИЛ., 1932.
Хесс Ф. Л. Мировые запасы вольфрама. — Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 5, 1940.
Хруст Р. С. Работа Катунского отряда Ойротской экспедиции. — «Вестн. АН СССР», 1937, № 4—5.
Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена. — «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 6.
Цейклин И. С. Колыванское вольфрамовое месторождение. В сб. «Месторожд. редких и малых металлов СССР», т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.
Чернов Г. А. Реставрация геологических событий по данным структурного анализа и определений абсолютного возраста аргоновым методом на примере Белокурихин-

ского массива на Алтае. — Тр. IX сессии Ком. по определению абсолютн. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
Чернов В. Г. О генезисе малых интрузий междуречья Кумира и Коргона (Горный Алтай). — «Геол. и геофиз.», 1963, № 5.
Чухров Ф. В. Самородный висмут в рудах Акчатау. — ЗВМО, 1947, ч. 76, № 3.
Чухров Ф. В. Восточно-Коунрадское месторождение как представитель кварцево-молибденовой формации Центрального Казахстана. — «Сов. геология», 1948, 31.
Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50.
Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. Об изменениях вещественного состава при грейзенизации гранитов Коунрадского массива. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 9.
Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 10.
Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. «Наука», 1964.
Шендерей Г. К. Белорецкое вольфрамовое месторождение в Горном Алтае. — «Вестн. ЗСГТ», 1934, № 3.
Шендерева А. Г., Сидоров Г. И., Эллек С. О. Метасоматиты с редкоземельной и бериллиевой минерализацией. Бюлл. научно-техн. информ. министерства геол. и охраны недр СССР, 1958, № 4.
Шефталь Н. Н. Акцессории роста кристаллов. —Тр. Ин-та кристаллографии. Изд-во АН СССР, 1947, вып. 3.
Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, 1958.
Щерба Г. Н. Заметки о грейзенах Казахстана. — «Изв. АН Казахской ССР», серия геол., 1949, вып. 11.
Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
Щерба Г. Н., Гукова Б. Д., Кудряшов А. В., Сенчило Н. П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. — Тр. Ин-та геол. наук. АН Казахской ССР, 1964, т. 8.
Щербакова М. Я., Годовиков А. А., Гилинская Л. Г., Васильева З. В. Исследование апатита различного генезиса методом ЭПР. В сб. «Исследование структурн. особенностей минералов современными физ.-хим. методами», «Наука», 1967.
Щербань И. П. Пириты из вмещающих пород Акташского ртутного месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 3.
Яговик В. В. О влиянии pH на устойчивость некоторых фосфатов в водных растворах. —«Изв. Днепропетровского горного ин-та», 1955, 23.
Якшин В. Я. Рутилизация сфена. — ЗВМО, 1962, 92, 2.
Янулова К. П., Чулкова И. В. Ориентированные псевдоморфозы рутила по ильмениту. — «ДАН СССР», 1961, 140, 1.
Ahlfeld F. The Chicole Tungsten Deposit Bolivia. — Econ. Geol., 1945, v. 40, № 6.
Ahlfeld F. Zink und Wolfram. — Die metallischen Rohstoffe, B. 11. Stuttgart, 1958.
Baumann L., Starke R. Genetic interpretation of wolframite deposits by means of X-ray analysis of wolframite. — Проблемы постмагматического рудообразования, т. II, Прага, 1963.
Beer K. E. The petrography of some of the riebeckite-granites of Nigeria. — Rept. Geol. Surv. Nigeria, Atomic Energy Div., 1952, № 116.
Blanchard R. Some pipe deposits of Eastern Australia. — Econ. Geol., 1947, v. 2, N 3.
Bloot C., De Wolf L. C. M. Geological features of the Panasqueira tin-tungsten ore-occurrence (Portugal). — Bull. Soc. Geol. Portugal, 1953, v. 11, N 1.
Bond I. Outgrowths on zircon from Southern Rhodesia. — Geol. Mag., 1948, v. 85, N 1.
Butterfield H. L. Outgrowths on zircon. — Geol. Mag., 1936, v. 73, N 869.
Clegg E. L. G. Notes on tin and wolfram with a description of the tin and wolfram deposits of Birma and India. — Rec. Geol., 1948, v. 76, Bull. 15.
Davis S. G. Mineralogy and genesis of the wolframite oure deposits, Needle Hill Mine, New Territories, Hong Kong. — Econ. Geol., 1961, v. 56, N 7.
Dunn Y. A. Tin-tungsten mineralisation at Mawchi, Karrenni. — Rept. Geol. Surv. India, 1938, v. 73, p. 2.
Geffroy J., Gerstner A., Lofforque P. Decouverte dindices mineralises en tuny stence molybdene, etain et bismuth dons le Sud-Est de la Corse. — Acad. Sci., 1956, v. 243, N 18.
Geffery P. G. The geochemistry of tungsten, with special reference to the rocks of the Uganda Protectorate. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, v. 16, N 4.
Ginter R. L. Sensitized Luminescence of CaF_2— (Ce, Mn). — J. Electrochem. Soc., 1954, v. 101, N 5, 248.
Haberland H. Spektralanalytische Untersuchungen und Lumineszenzbeobachtungen an Fluoriten und Apatiten. — SB. Acad. Wien, 1935, Abt. 11a, B. 147, N 1—2.
Horn F. R. Replacement of wolframite by scheelite with observations on the fluorescence of certain tungsten minerals. — Amer. Miner, 1930, v. 15, N 10.

Hsu-Ke-chin. Tungsten deposits of Sonthern Kiagnsi, China. — Econ. Geol., 1943, v. 38, N 6.
Hundgy A. On a new wolfram and scheelite occurence in Baukura district, west Bengal. — Indian Minerals, 1954, v. 8, N 3.
Hunt J. M., Wisherd M. P. Analytical chemistry, 1950, v. 22, N 12.
Ygberg E. R. Svanbergite from Horrsjorberg. — Arkiv Kemi. Mineralogi och Geologi, 1945, 20 A, 4, 1—17.
Klick C. C., Schulman J. H. On the luminescence of divalent manganese in Solids. — Opt., Soc. Amer., 1952, 42, 910.
Koch S. Einige Wismutmineralien aus dem Banater Kontaktgebiet. — Zentralbl. f. Mineral., 1930, Abt. A, N 2.
Kuroda P. K., Sandell E. B. Geochemistry of molybdenum. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1954, v. 6, N 1.
Legraye M., Goffinet A. Etude geologique et metallogenique du gisement de wolfram de Montredon-Jabessonnie (Tarn, France). — Ann. Soc. geol. Belgique Bull., 1955, v. 78, N 5—7.
Leutwein F. Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre Lagerstät Tenkundliche Bedeutung. — Acta Geol. Acad. Sci. Hungar, 1952_1, 1, Fasc. 1—4.
Leutwein F. Die Wolframitgruppe. Freib. Forsch, 1952_2, N 8.
Levingston K. R. Wolfram-molybdenite-bismuth workings, Bamford Hill, Petford.— Quiensl, Govt. Minning j., 1955, v. 56, N 648.
Little H. W. Tungsten deposits of Canada. — Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. Ser,. 1959, N 17.
Mines Department. Wolfram camp, North Quecnsland. —Geol. of Austral. Ore Depos., 1953.
Mo Chu-sun. A preliminary classification of tungsten-ore industrial types.— Acta geol. sinica, 1957, v. 37, N 2.
Moenke H. Mineralspektren. Berlin, 1962.
Moenke H. Ultrarotspektralphotometer als Hilfsmittel bei der prospektion und Erzlagestätten. Jena, 1960, Jahrb. 11, 402—406.
Monseur G. Sur la presence de Cassiterite et la paragenese minerale du gisement le wolfram Montredon (Tarn, France). — Ann. Soc. geol. Belgique Bull., 1955—1956, v. 79, N 1—4.
Murata K. L., Smith R. L. Manganese and Lead as coactivators of red fluorescence in halite. — Amer. Miner., 1946, 31, 527.
Oelsner O. Über erzgebirgische Wolframite. XX. Bericht Freiberg. — Geol., Ges., 1944.
Oelsner O. Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausname der Kontaktlagerstätten. — Freib. Forsch, H. 9, Angew. Naturwiss., 4, 1952.
Poldervaart H., Eckelmann F. Growth phenomena in zircon of autchtonous granites. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, v. 66, N 7.
Ramdohr P. Orientierte Aufwachsung von Scheelit auf Wolframit. — Beitr. Mineral. u. Petrogr., 1947, B. 1, H. 1.
Sarcia J. A. Les indices wolframiteres des monts d'Ambozacet de leurs confins marchois. — Echo mines et metallurgie, 1958, N 3516.
Sasaki A. Variation of unit-cell parameters in wolframite Series. — Mineral G., 1959, v. 2, N 6.
Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Stuttgart, 1955.
Schulman J. H., Ginther R. L., Klick C. C. Some optical Properties of Lead-activated sodium chloride phosphors. — J. Opt. Soc. Amer., 1950, 40, 854.
Smithson F. The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorkashire. — Geol. Mag., 1941, v. 78, № 2.
Starke R. Röntgenographische Bestimmung des Hübnerit-Ferberit-Verhältnisses in Wolframiten. — Bergakademie, 1959, 1, 23—25.
Stemprok M. On the genesis of the ore deposits of Cinovec (Zinnwald). — Rept. XXII Ses. Intern. Geol. Congr., 1960.
Sullivan C. J. Ore and granitization. — Econ. Geol., 1948, v. 43, N 6.
Switzer G. Svanbergite from Nevada. — Amer. Miner., 1949, v. 34.
Takano K. The relation bettween lattice constant and chemical component in wolframite series. — J. Japan. Assoc. miner. petr. a econ geol., 1957, v. 41, N 1.
Trefzger E—F. Über zwei Wolframvorkommen in Spanien. — Ze f. Erzbergb. u. Metall., 1948, B. 1. H. 5.
Tyler S. A., Marsden R. W. The Nature of leucoxene. — G. Sedim. Went. Petrol., 1938, N 8.
Wernicke F., Tenscher E. O. Die neue Wolframitlagerstätte von Pechtelsgrün bei Lengenfeld. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1936, B. 88, N 2.
Williams F. A., Meehan J. A., Paulo K. L., John T. U., Rushton H. G. Economic geology of the decomposed columbite-bearing granites, Jos Plateau, Niggeria.— Econ. Geol., 1956, v. 51, N 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Вольфрам и молибден в Горном Алтае 7
Вопросы систематики молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения . 11
Геологические особенности оруденения молибдено-редкометально-вольфрамовой формации 22
Молибденовая субформация . . 22
Вольфрамовая субформация . . 35
Редкометально-молибдено-вольфрамовая субформация 74

Минеральные особенности месторождений 78
Минералы жильного выполнения 79
Типоморфные особенности акцессорных минералов грейзеновых образований 120

Некоторые вопросы генезиса и закономерности размещения молибдено-редкометально-вольфрамового оруденения . 185
Общие закономерности размещения и локализации оруденения 185
Возрастное положение оруденения 188
Вольфрам в магматическом и метасоматическом процессах . . 191
Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации . . 197
О температурах рудообразования и составе минералообразующих растворов 198
Акцессорные минералы метасоматитов как индикаторы особенностей процесса рудогенеза и металлогении 200

Выводы 214
Приложения 217
Литература 249

CONTENTS

Foreword 5

Tungsten and molybdenium in Mountainous Altai 7
The problems of systematics of molybdeniumrare-metal-tungsten mineralization 11
Geologic pecultarities of molybdeniumrare-metal-tungsten formation mineralization 22
Molybdenium sub-formation . . 22
Tungsten sub-formation 35
Rare-metal-molybdenium-tungsten sub-formation 74
Mineralogic specific features of deposits 78
Minerals of vein filling 79
Typomorphic peculiarities of accessory minerals of greisen formations 120

Some problems of genesis and regularities of distribution of molybdeniumrare-metal-tungsten mineralization 185
General regularities of distribution and of localization of mineralization 185
Age position of mineralization . 188
Tungsten in magmatic and metasomatic processes 191
Energy (thermal) analysis of the process of greisenization 197
On temperatures of mineralization and composition of mineral-forming solutions 198
Accessory minerals of metasomatites as indicators of specific features of the process of ore formation and metallogeny . . 200

Conclusions 214
Appositions 217
Reference 249

РУССКИЙ АРМ-СОВ

Сотников Виталий Иванович
Никитина Евгения Ивановна

МОЛИБДЕНО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-ВОЛЬФРАМОВАЯ (ГРЕЙЗЕНОВАЯ) ФОРМАЦИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

Ответственный редактор
Кузнецов Валерий Алексеевич

Редактор О. В. Лукьянов
Художественный редактор
В. И. Шумаков
Художник Ю. Богатченко
Технический редактор
Е. М. Елистратова
Корректоры В. Г. Прохорова,
М. А. Лапшина

Сдано в набор 28 января 1970 г. Подписано в печать 15 апреля 1971 г. МН 10004. Бумага 70×108¹/₁₆. 16,25 печ. л., 22,7 усл. печ. л. + 1 вкл., 22,1 уч.-изд. л. Тираж 800 экз.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, Советская, 18. Заказ 569.

Книга отпечатана с матриц, изготовленных Саратовским ордена Трудового Красного Знамени полиграфкомбинатом, в типографии № 4 издательства «Наука». Новосибирск-77, ул. Станиславского, 25.

Цена 2 р. 21 к.

Цена 2 р. 21 к.

572b