

И 603

Австрогеологическая экспедиция № 1
И-3 БАГТ 13/ХІ-64
Министерство Геологии СССР

Н. И. НАКОВНИК

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ

СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Аэрогеологическая экспедиция № 8

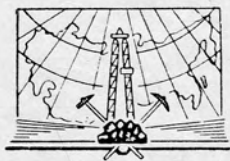
ВАГТ

Министерство Геологии СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

Н. И. НАКОВНИК

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ СССР
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 1964

Архивологическая справка № 8
БАЛТ
Министерство Геологии СССР

УДК 551.305.1 : 553.22

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦЫ СССР
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПОЛЕВНЫХ ПОКЛАДОВ



НАЦИОНАЛЬНО-ИЗДАТЕЛЬСТВО

Посвящаю
светлой памяти
отца и матери

Автор

ВВЕДЕНИЕ

Представление о вторичных кварцитах возникло на рубеже XIX—XX столетий среди русских геологов на Урале и первое время отличалось крайней примитивностью. В 20-х годах нашего столетия геологи Геологического комитета перенесли представление о вторичных кварцитах на породы, распространенные на обширной территории мелкогогорного Казахстана, развив его как поисковый признак меднопорфировых руд, который привел вначале не к открытию месторождений медных руд, а к открытию крупнейшего в мире скопления кристаллического глинозема — корундового месторождения Семиз-Бугу.

Вслед за этим последовали многолетние ревизионные работы на участках окварцованных пород Казахстана, в результате которых были открыты крупные месторождения во вторичных кварцитах. В процессе ревизии и в результате изучения было выдвинуто в начале 30-х годов более прогрессивное представление о вторичных кварцитах, как особом генетическом комплексе околорудных метасоматических пород. Новое понятие термина «вторичные кварциты» укрепилось в результате сравнительного изучения пород, аналогичных вторичным кварцитам, из других областей и стран.

Таким образом, к небольшому ряду давно известных околорудных метасоматических формаций: скарны — грейзены — пропилиты — серпентиниты прибавилась новая формация. Однако многие геологи продолжают по-прежнему называть вторичными кварцитами любые окварцованные породы мономинерально-кварцевого или существенно кварцевого состава, а сущность нового комплекса и его идею не замечают или игнорируют.

Изучение вторичных кварцитов является едва ли не первым в СССР специальным, широким и целеустремленным изучением метасоматических гидротермально-измененных рудоносных пород. Первые сводные работы об этих оригинальных и широко распространенных породах, в которых ассоциировались такие, казавшиеся тогда полярными минералы, как корунд и кварц, алунит и топаз, андалузит и алунит, топаз и каолинит, каолинит и зунит, диаспор и дюмортьерит, стали появляться в 1933—1936 гг.

Вторичные кварциты изучались в основном в период крайнего увлечения пегматитовыми магмами и явлением пневматолито-гидротермального привноса. Тогда считали, что из интрузии привносились не только молекулы рудных минералов, но и целиком SiO_2 , Al_2O_3 , Ca и щелочи, в результате чего и формировалась жильная масса и изменялись боковые породы. Поэтому изучение околорудных гидротермально-метасоматических образований, в том числе и вторичных кварцитов, не вызывало вначале особого интереса ни у геологов-прикладников, ни тем более у петрологов. Первые находили, что при толковании генезиса рудоотложения эти образования мало что разъясняют, а вторые считали их почти рудами.

Данные, которыми мы располагаем теперь в области понимания состава, рудоносности и генезиса вторичных кварцитов в сравнении с начальным периодом их изучения, весьма значительны. Они добыты трудом целого поколения геологов-поисковиков, разведчиков и петрологов.

В связи с целеустремленным и систематическим исследованием — ревизией вторичных кварцитов в СССР открыты крупнейшие месторождения полезных ископаемых, установлены новые руды, новые парагенезисы минералов и новые минеральные типы. Впервые для метасоматических околорудных пород на примере вторичных кварцитов показано зонально-закономерное развитие большого комплекса минеральных типов — фаций. В результате изучения вторичных кварцитов выяснена их геологическая природа, резко повысилось значение околорудных изменений как поискового признака. Установлено также правильное представление о выносе-привносе вещества при околорудном метасоматозе и, наконец, разрушены прежние иллюзии о непременно привносе из магмы SiO_2 , K_2O и Fe при окварцевании, серицитизации и пиритизации боковых пород.

Как участник и свидетель, начиная с 1925 г., всех этапов изучения вторичных кварцитов СССР автор считает своим долгом в настоящей работе осветить историю изучения этих пород и развития взгляда на них. Этим трудом автор стремился восполнить пробел в истории развития петрографии и учения о рудных месторождениях и околорудных изменениях.

Предлагаемая работа представляет первую сводку о вторичных кварцитах СССР и их рудах. Она завершает первый и самый тяжелый этап их изучения: накопление первых фактов, первые обобщения и первые попытки объяснить генезис и отношение к магматическим процессам и метаморфическим породам. Составлением труда автор обязан чл.-корр. АН СССР П. М. Татаринову, дирекции ВСЕГЕИ, одобрявшей выдвинутую тему, коллективу геологов ВСЕГЕИ, поддержавших автора, и руководству Государственного геологического комитета СССР, за что автор выражает глубокую признательность.

О НЕКОТОРЫХ ТЕРМИНАХ, ПРИМЕНЯЕМЫХ АВТОРОМ

1. **Минеральная фация** применяется в смысле совокупности пород близкого химического состава, образовавшихся в физико-химических условиях такого узкого диапазона, что они характеризуются одним и тем же комплексом одновременных (равновесных) минералов. Это определение отвечает минеральной ступени Д. С. Коржинского (1957) — понятию этапа, стадии физико-химического процесса.

2. **Минеральная формация** понимается как совокупность закономерно связанных минеральных фаций, образовавшихся из пород близкого химического состава в результате непрерывно протекавшего физико-химического процесса, развивавшегося на определенной стадии геологического процесса, что отвечает понятию Д. С. Коржинского (1955, стр. 452) «геологической фации метасоматоза». Таковы формации: вторичные кварциты, скарны, грейзены, пропилиты и др.

3. **Одновременно-равновесная группа** (ассоциация) минералов понимается как почти одновременная потому, что едва ли только не одни эвтектические ассоциации минералов являются примером одновременно-равновесных в точном смысле этого термина.

4. **Парагенетическая группа фаций** (правильнее — сингенетичная группа) — совокупность одновременных минеральных фаций, отвечающих одним и тем же узким физико-химическим условиям, но образовавшихся из пород различного состава. Например, серицито-кварцевая фация измененных риолитов + хлорито-карбонатная фация измененных андезитов + эпидото-хлоритовая фация диабазов.

5. **Парагенезис минералов** определяет минеральную фацию; автор применяет этот термин в понимании Д. С. Коржинского (1957, стр. 3): «сонахождение минералов, которое обусловлено их одновременным образованием как продуктов одной и той же стадии процесса». Правильнее было бы называть не *парагенезис* минералов, а *сингенезис* минералов, подобно термину «сингенетичные» рудные тела. Надо подчеркнуть, что за последнее время широко распространилось неправильное применение термина «парагенезис» не в смысле просто «сорождения», «сонахождения», а в смысле группы совместно находящихся («сорожденных») минералов — *парагенетической группы минералов*. Этим термином автор называет минеральную ассоциацию одновременного образования, заменяя в случае необходимости термином «одно-временно-равновесная» группа.

Термин «минеральная ассоциация» автор применяет для широкого понятия: группы сонаходящихся минералов, объединенных не одновременностью «рождения», а местом.

6. **Монокварциты** — термин, применяемый со второй половины 30-х годов XX в. к породам кварцевой фации вторичных кварцитов состава: вторичный кварц + рутил + непостоянная примесь пирита (сульфидов), гематита и других ведущих минералов вторичных кварцитов. Кварца в породе более 90%.

7. **Поля-массивы вторичных кварцитов.** Применяется вместо термина «месторождения вторичных кварцитов» в тех случаях, когда говорится о них вообще.

8. **Сольфатары** относятся к серным fumarолам, под которыми понимают всю группу послевулканических эксгаляций, когда не известен их состав. Согласно В. И. Влодавцу, Г. М. Власову и С. И. Набоку, сольфатары — естественные аппараты на потухающем вулкане, выделяющие водяной пар с примесью H_2S , SO_2 и других соединений серы, отчасти HCl , HF и углекислый газ. Таким образом, в сольфатаре надо различать: газовую струю, канал ее движения и корку возгонов-отложений серы и сульфатов, часто превращающуюся в бугры и конуса. Температура сольфатарных струй $180-100^\circ C$.

9. **Гидросольфатары** — те же сольфатары, но со значительным участием воды, через которую проходит и которую выбрасывает газ.

10. **Фумаролы сухие** — фумаролы, лишенные водяных паров, или, что чаще всего, бедные ими.

11. **Экструзивные породы** — **экструзивы** применяются в понимании Дэли, Гейки, Пирсона, Заварицкого и др. как обобщающий термин пород экструзивного (поверхностного) магматизма: лавовых покровов, пирокластовых пород (туфов, брекчий и агломератов), пород вулканических пробок, некков и приповерхностных (вулканических) штоков, жил и даек вулканического происхождения.

12. Название **каолинит** в кавычках обозначает, что «каолинит» относится к каолиновому минералу вообще без уточнения его разновидности (накрит, диккит, каолинит), а название **серицит** в кавычках — к микрочешуйчатому слюдоподобному минералу, который является или серицитом, или пирофиллитом.

13. В соответствии с установившейся традицией автор называет сложными терминами: «серицито-кварцевая» порода, «серицито-кварцевая» фация и т. п. такие породы, в которых первый минерал является второстепенным по содержанию, а второй — главным.

14. **Супергенный** применяется в старом понимании вместо современного термина «гипергенный».

15. Термины «мономинеральная», «биминеральная» метасоматическая порода применяются в смысле резкого преобладания в породе одного или двух минералов, а не в буквальном смысле.

„Совершенно по-моему бесспорный и огромный недостаток всех без исключения и русских и иностранных учебников петрологии — это отсутствие в них истории развития взгляда на граниты, базальты и метаморфические породы“.

В. Н. Лодочников. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. 1936, стр. 398.

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДА НА НИХ

Среди терминов, обозначающих основные формации метасоматических пород, термин «вторичный кварцит» по времени своего появления один из позднейших. Он введен в русскую геологическую литературу в 1901 г. Подобно терминам «березит» и «лиственит», термин «вторичный кварцит» не привился за рубежом, хотя попытки применить его делались там в начале 30-х годов¹.

Впервые термин «вторичный кварцит» появился в монографии Е. С. Федорова и В. В. Никитина о Богословском горном округе. В этой работе в разделе «Гидатометаморфизованные породы» были выделены эпидозиты, змеевики и вторичные кварциты. Авторы установили, что последние произошли из андезинофиринов и их туфов и что содержание SiO_2 в окварцованных породах то же, что и в исходных, т. е. около 60—70%. Генезис окварцевания остался неясным.

В 1903 г. Е. С. Федоров в работе о породах Кедабекского медного месторождения в Закавказье описал вторичные кварциты, вмещающие сульфидные рудные тела. Автор указал, что они образовались в пределах «грандиозного вулкана» из его лавовых и туфобрекчиевых масс (в основном кислого состава) в результате переработки выделениями последней стадии вулканической деятельности. Е. С. Федоров привел следующий состав вторичных кварцитов: кварц, мусковит, пирит, вторичный ортоклаз и часто весьма обильный цоизит или цоизитовидный минерал, впоследствии оказавшийся андалузитом (Наковник, 1933).

В 1910 г. появилась статья Н. С. Успенского «Колчеданные месторождения кедабекского типа». Обобщая большой материал по рудным месторождениям Закавказья, автор выдвинул кедабекский тип колчеданных месторождений, главным поисковым признаком которого является рудоносная окварцованная порода — вторичный кварцит. Состав ее: кварц, примесь слюды, пирита, халькопирита и сфалерита. Идею Успенского надо рассматривать как первое обобщение знаний о немногих слабо изученных окварцованных породах, вмещающих руды колчеданных месторождений. Вторичные кварциты Кедабека, по Успенскому, это метаморфизованные остатки липаритового вулкана.

В 1914 г. П. Н. Чирвинский опубликовал статью о породах того же Кедабека и подтвердил пневматолито-гидротермальный генезис вторичных кварцитов или, как он их назвал, «орто-кварцитов». Автор указал, что содержание SiO_2 в них колеблется от 52 до 88% и что окварцевание произошло в результате переотложения SiO_2 при распаде ортоклазовой и альбитовой молекул.

¹ Вторая и более существенная попытка сделана в 1956 г. китайскими геологами.

Этот термин в последующие годы не получил широкого развития и по-прежнему применялся лишь в двух ранее упомянутых областях — на Урале и Закавказье.

Термин «вторичный кварцит» появился в литературе вновь в 1925 г. в виде сборного термина для гипогенно-измененных, окварцованных пород Казахстана. Его ввел М. П. Русаков, опубликовавший в 1925—1926 гг. статью «Вторичные кварциты и porphyry copper Киргизской степи». В статье суммировались некоторые главнейшие результаты первых геологических работ в мелкогорной части Казахстана¹.

Таким образом, с 1925—1926 г. наступает новый период в развитии взгляда на вторичные кварциты. Начало его определяет в основном дальнейший ход всех последующих событий.

С целью выявления запасов металлов в недрах Советского Союза Геологический комитет приступил в начале 20-х годов к обследованию слабоизученной огромной территории Восточного Казахстана, где до национализации частного капитала существовали мелкие рудники и заводы русских купцов и крупное «Киргизское горнопромышленное общество» английского капитала. В 1921 г. Геологический комитет направил в Казахстан три партии для проведения геологической съемки, а также для ревизии рудных объектов, выяснения разведанности эксплуатируемых месторождений и использования архивов покинутых заводов и рудников.

Хотя перечисленные работы и не дали в первые годы значительных результатов, однако собранные на месте сведения и обнаруженные в гористой части Казахстана массивы сильно окварцованных и нередко сильно лимонитизированных пород привели к убеждению, что английские геологи много знали об этих породах и интересовались ими². Их тогда и называли термином «вторичные кварциты» по аналогии с названием пород, описанных еще в 1901 г. Е. С. Федоровым.

Примерно в то же время стало известно, что в Америке открыт и разрабатывается новый тип месторождений меди — «porphyry copper», представляющих собой площади окварцованных и с поверхности слабо омедненных или лимонитизированных порфировых пород, содержащих на глубине рассеянные медные руды, а близ поверхности богатую медью зону — зону естественно вторичного обогащения.

Все это привлекло внимание работников прикладного отдела Геологического комитета к вторичным кварцитам Киргизской степи, как к возможному крупным месторождениям рассеянных медных руд. В 1925 г. решено было, кроме разбуривания некоторых известных медных месторождений, пройти скважины на одном из самых крупных и внешне наиболее «обещающих» массивов вторичных кварцитов — Малом Семиз-Бугу, где, как утверждали крестьяне ближайшего поселка, английские геологи бурили скважины на медь в 1917—1918 гг.

Дальнейшие события в истории познания вторичных кварцитов развиваются быстро: одно открытие следует за другим и за 8—10 лет вторичные кварциты получают широкую известность. Их начинают рассматривать как уникальные рудоносные породы, присущие только Казахстану.

Вторичными кварцитами М. П. Русаков назвал окварцованные породы, образовавшиеся в результате «пневмогидатогенного метаморфизма» разнообразных интрузивных, эффузивных и осадочных пород преимущественно полевошпатового состава. Он указал, что массивы

¹ Статья вышла в свет в начале 1926 г. («Вестник Геолкома», № 3). Автор начинает ее заявлением: «Вторичные кварциты Киргизской степи тема совершенно новая в русской горно-геологической литературе».

² М. П. Русаков (1925 г., стр. 21) так и говорит: «В поисках крупных месторождений меди англичане первыми еще в 1917 г. обратили внимание на эти породы, но следов этих исследовательских работ почти не имеется».

вторичных кварцитов многочисленны (их свыше 100), приурочены к наиболее гористой части степи, занимают большие площади и обладают характерным резким рельефом. Вторичные кварциты, по Русакову, — это светлые, зернистые, массивные, часто пористые породы кварцитового облика. Состав их: кварц, светлые слюды — обычные компоненты, затем топаз, турмалин, флюорит, эпидот, цоизит, барит, гематит, пирит, каолинит и лимонит (последние два встречаются в окисленной зоне). К статье М. П. Русаков приложил обзорную карту распространения вторичных кварцитов, охватившую большую территорию. На карте было показано 130 массивов этих пород. Все это свидетельствовало о том огромном труде, который проделал М. П. Русаков по выдвинутой теме.

Вторичные кварциты М. П. Русаков разделил по минералогическим и структурным признакам, а также по исходным породам на 9 типов:

1) вторичные кварциты, образовавшиеся из порфировидных гранитоидов, обычно со следами меди, — «porphyry copper»;

2) вторичные кварциты, образовавшиеся из кварцевых порфиров, богатые кварцем, слюдой с примесью топаза, турмалина и флюорита — «своего рода грейзены Киргизской степи»;

3) вторичные кварциты состава: кварц, слюда и гематит;

4) вторичные кварциты, богатые пиритом и примесью барита, нередко представленные в окисленной зоне кварц-лимонитовыми породами, близкими к «шляпным» бурым железнякам;

5) барито-кварцевые породы с пиритом (Семиз-Бугу)¹;

6) «меденосные кварциты» в поверхностной зоне — с цветными углесолями меди, а на глубине — с медными сульфидами;

7) кварциты без пирита и гематита — «преобладающая в Степи категория вторичных кварцитов»;

8) кварциты, богатые каолинитом;

9) кварциты вторичные, образовавшиеся из известняков, песчаников или сланцев.

Характеризуя положение вторичных кварцитов в геолого-тектонической схеме Казахстана и указывая на частое соседство их с кварц-серицитовыми сланцами², Русаков подчеркнул, что «в общем и вторичные кварциты Степи, и сходные с ними по составу кварц-серицитовые сланцы обязаны своим происхождением одной и той же геологической причине: дислокационному и рудному метаморфизму разнообразных пород в период после внедрения гранитных интрузий».

Заканчивая обоснование промышленных возможностей вторичных кварцитов на медь, Русаков заключил, что они заслуживают большого внимания промышленности и требуют глубокого бурения для разрешения вопроса «огромной практической важности»³.

Хотя данная Русаковым характеристика вторичных кварцитов и дробная классификация их с выделением типов по трем признакам были малоудовлетворительными даже для того времени, все же статья в целом по новизне и подчеркнутой практичности темы явилась круп-

¹ М. П. Русаков, вероятно имел в виду Малый Семиз-Бугу, где в 1926 г. проведено бурение. Вторичные кварциты этого массива преимущественно алунитовые. Баритовые разности там совершенно отсутствуют — они пока не найдены ни на Малом, ни на Большом Семиз-Бугу.

² Впоследствии оказалось, что такие кварц-серицитовые сланцы являлись во многих случаях серицитовыми вторичными кварцитами, образовавшимися из тонко-флюидално-полосчатых лав; расслоенные при выветривании на тонкие пластинки, они при поверхностном обследовании производили впечатление «динамических сланцев».

³ В самом конце статьи он напоминал об известной докладной записке, поданной в 1917 г. Временному правительству представителем английского капитала Уркартом, о возможности довести продукцию меди в России до высокой цифры. Записка, по мнению Русакова, «базиновалась главным образом на перспективах по Алтаю и Киргизской степи, а в этой последней, конечно, учитывались рудоносные вторичные кварциты ее».

ным шагом вперед в сравнении с тем, что знали о кварцитах Киргизской степи до 1926 г., геологическая изученность которой была весьма слабой. Вторичные кварциты до 1918 г. специально никем в Казахстане не изучались и вещественный состав их предполагался почти исключительно кварцевый. Они объединялись с прочими «осадочно-метаморфными» кварцитами, кремнистыми сланцами, яшмо-кварцитами и назывались общим термином «кварциты». На геологических картах их показывали осадочными образованиями девона или мощными кварцевыми жилами.

Весной 1926 г. была организована Семиз-Бугинская геологоразведочная партия, которая в начале июня развернула на севере Киргизской степи, в урочище Семиз-Бугу, намеченные М. П. Русаковым работы: топографическую и купрометрическую съемки, бурение на Малом Семиз-Бугу и геологическую съемку всей площади Малого Семиз-Бугу.

Пройденные в июне на Малом Семиз-Бугу разведочные скважины глубиной 50 м показали, что меди на глубине нет; не оказалось ее также и на поверхности¹. Вторичные кварциты несли лишь вкрапленность пирита (Ваганов, 1928).

Однако вскоре в маршруте во время геологической съемки Большого Семиз-Бугу (в 5 км к северу от скважин) автор обнаружил на восточном склоне у родника огромную россыпь обломков синей корундовой породы (Русаков, Наковник, 1927; Наковник, 1938). Она прослеживалась вверх более чем на 700 м и заканчивалась перед крутым подъемом, у скалистых выходов кварцитов, грядой тесно скученных многотонных корундовых глыб². Так было открыто крупнейшее в мире корундовое месторождение Семиз-Бугу, давшее за 33 года эксплуатации около 200 тыс. т высококачественной корундовой породы — в два раза больше количества, предполагавшегося по самым оптимистическим расчетам (Озеров, 1946; Татарин, 1947).

В 1926 г. была опубликована заметка С. Ф. Глинки, в которой он сообщил, что установил корунд в образцах агальматолита из Беркаринских гор близ г. Каркаралинска в Киргизской степи и предлагал произвести разведку пород Кызтаса, вмещающих агальматолит³. Указание на корунд и агальматолит относилось к месту, оставшемуся, к сожалению, неизвестным, но образования эти казались тогда родственными вторичным кварцитам вследствие открытия корунда на Семиз-Бугу. Вероятнее всего, что указанные С. Ф. Глинкой агальматолит с корундом происходили из массива вторичных кварцитов Калактас, в 90 км к юго-востоку от г. Каркаралинска, где два года спустя было открыто новое месторождение корунда — Калактас.

В конце 1926 г. М. П. Русаков докладывал в Минералогическом музее АН СССР об открытии корундового месторождения Семиз-Бугу.

¹ Результаты были настолько разочаровывающими, что год спустя М. П. Русаков счел нужным указать в докладе на Всесоюзном совещании по цветным металлам, что «вторичные кварциты, которые при купрометрической съемке и опробованию на пламя не дают признаков остаточной меди, не должны исследоваться на глубину» (Русаков, 1927, стр. 212—215).

² Указание М. П. Русакова в статье 1927 г. на то, что корунд Семиз-Бугу был впервые открыт в 1925 г. на гребне горы и в том же году подтвержден под микроскопом, неверно. Жилки и вкрапленность фиолетово-синего минерала, обнаруженные здесь, были приняты за флюорит, и только после открытия летом 1926 г. делювиальной россыпи корундовой породы на восточном склоне горы было определено под микроскопом, что первая находка является тоже корундом.

³ Если не знать двух более ранних работ С. Ф. Глинки, то из этой заметки неясно, когда, где и при каких обстоятельствах он установил корунд: был ли он сам в Киргизской степи и какие координаты указываемого им месторождения. Ссылка же на свои ранние статьи Глинка не делает ни в тексте, ни в конце заметки, но в одной из них (1916 г.) сообщает, что в 1906 г. определил каолинитовую породу «агальматолит» в переданных ему образцах горных пород Каркаралинского округа, а теперь определил алунит и корунд, прежде принятый за содалит.

Новое месторождение казалось уникальным — новым генетическим типом корундовых месторождений, неизвестным в мировой литературе. По состоянию знаний того времени непонятна была связь корундовых пород с такими кислыми породами, как вторичные кварциты Семиз-Бугу. Все известные тогда по литературным данным корундовые образования описывались совместно с мраморами, или с кристаллическими сланцами или интрузивными породами среднего и основного состава, или, наконец, с так называемыми «десилицированными» пегматитами. В дискуссии по докладу высказывались даже сомнения о действительности залегания корундовых пород Семиз-Бугу среди вторичных кварцитов.

В 1927 г. появилась статья М. П. Русакова и Н. И. Наковника, в которой сообщалось об открытии корундового месторождения в Киргизской степи, его геологии и первых результатах лабораторного исследования корундовых пород и вмещающих их вторичных кварцитов. К указанным ранее минералам вторичных кварцитов прибавились: рутил, диаспор и алунит. Высказано было предположение о генезисе нового месторождения, являвшееся малологичным представлением о больших глубинах образования и о пегматито-пневматолитовом характере действовавших растворов из «глубинных фумарол и сольфатар».

В результате лабораторного изучения корундовых пород Семиз-Бугу оказалось, что они являются самыми богатыми, почти мономинеральными, корундовыми породами с высокими абразивными свойствами. Это обстоятельство, а также масштабы месторождения заинтересовали промышленные организации.

Весной (март — апрель) 1927 г. состоялось Второе Всесоюзное совещание по цветным металлам, на котором М. П. Русаков доложил о дальнейшем развитии геологоразведочных работ в Казахской степи. Он подчеркнул, что лишь во вкрапленных рудах меди будущее Киргизской степи и что «необходима полная ревизия всех месторождений вторичных кварцитов на предмет выделения из них группы меденосных пород» (Русаков, 1927). Эта рекомендация в значительной мере была ослаблена его последующими высказываниями о нецелесообразности постановки бурения на тех массивах, где не обнаружено с поверхности следов меди (Русаков, 1927, стр. 212—215).

В 1927 г. Геологический комитет начинает разведку корунда на Семиз-Бугу, его эксплуатацию и перевозку добытого корунда в Москву и Ленинград на заводы, а также строительство рудничного поселка (Русаков, Наковник, 1932)¹. Уже в середине летнего сезона стало ясно, что гряда тесно скученных корундовых глыб в вершине россыпи, принятая вначале за жилу, является слегка перенесенным элювием. К осени было вскрыто в гряде на глубине 2—4 м коренное корундовое тело.

Одновременно с работами на Семиз-Бугу М. П. Русаков проводил обследование некоторых крупных массивов вторичных кварцитов в Каркаралинском районе. Поиски привели осенью 1927 г. к открытию нового месторождения корунда Калактас и там же — агальматолитовых пород (Русаков, 1928б). По геологии, вмещающим породам и минералогии оно оказалось почти аналогичным месторождению Семиз-Бугу, но при разведке в 1928 г. выяснилось, что это месторождение прожилково-вкрапленного типа и притом непромышленное (Русаков, Наковник, 1932).

В 1928 г. продолжается эксплуатация и разведка корунда на месторождении Семиз-Бугу. Летом М. П. Русаков ревизует массивы вторичных кварцитов в южной части Восточного Казахстана, но в этой работе

¹ Всеми работами на Семиз-Бугу в течение 1927 и 1928 гг. руководил, по указаниям М. П. Русакова, автор.

главное его внимание привлекает не медь, а корунд. Интерес к «рог-рхугу соррег» вторичных кварцитов почти пропал. В начале 1928 г. была опубликована его статья, в которой сообщалось, что о медных вкрапленниках Киргизской степи известно вообще сравнительно немного, что переносить масштаб американских месторождений вкрапленных руд к нам, в Киргизскую степь «ошибочно», что «данных английских компаний, полученных ими для себя в отношении порфириновых руд Степи (приуроченных к массивам вторичных кварцитов, а следовательно, имеющих основания быть широко здесь распространенными), по нашему мнению, не существует, но в то же время нет никаких оснований отбрасывать умеренную долю оптимизма в отношении возможности открытия в Степи других крупных месторождений меди» (Русаков, 1928а). Однако эти высказывания были опровергнуты на практике самим же Русаковым: осенью 1928 г. он открывает на юге степи, у оз. Балхаш, три очень крупных меденосных массива вторичных кварцитов — три месторождения «рог-рхугу соррег»: Коунрад, Карабас и Сокуркой, которые, как он оценил, «имеют масштаб, до сих пор в Союзе невиданный, до некоторой степени приближающийся к американскому масштабу». Руды их оказались типичными «рог-рхугу соррег», гидротермально-измененными, окварцованными порфирами и порфирированными гранитоидами, озелененными с поверхности, а на глубине несущими вкрапленность и жилки медных сульфидов и пирита.

В следующем, 1929 г. Геологический комитет прекращает геолого-разведочные работы на месторождении Семиз-Бугу и переходит к разведке Коунрада¹ — крупнейшего из открытых у оз. Балхаш меденосных массивов. Месторождение Семиз-Бугу передается промышленной организации, которая и продолжает эксплуатацию и разведку.

Разведка месторождения, расположенного в пустынном и тогда безлюдном Прибалхашье, в 200 км от колесных дорог и в 800 км от железной дороги, проходила в тяжелых условиях и постоянных лишениях из-за отсутствия воды. Это был самый крупный разведочный объект Геологического комитета в 1929 г. Разведка велась опытным техническим персоналом под общим руководством М. П. Русакова, который проводил геологическую съемку Коунрада, Карабаса и их окрестностей². К зиме скважинами были вскрыты глубокие горизонты меденосных вторичных кварцитов и создана база для дальнейшей разведки: жилой поселок, мастерские и т. п. (Русаков, 1930). Так была заложена основа будущего Прибалхашстроя и современного Балхашского завода.

Быстрое промышленное освоение корундового месторождения Семиз-Бугу, в котором участвовал также Геологический комитет, и еще более быстрое геолого-экономическое освоение медного Коунрада отодвинули на задний план научные вопросы: изучение геологии и особенно петрологии и минералогии начинающего выявляться нового типа вторичных кварцитов. Удалось лишь бегло и не полностью обработать накопившийся за 1926—1929 гг. материал и опубликовать специальным изданием предварительные данные и выводы о составе и генезисе месторождений: по месторождению Семиз-Бугу — в 1932 г. (Русаков, Наковник) и по месторождению Коунрад — в 1934 г. (Русаков). К прежним минералам вторичных кварцитов прибавились барит, гипогенный каолинит, гидраргиллит и алуминит. Однако углубленное

¹ Первоначальное название месторождения «Конрад», так как на плане и в списке заявок на 1916 г., составленными горным инженером А. И. Тиме, по архивным данным Северного Степного округа, на месте Коунрада значится заявка на медь 1901 г. под названием «Конрад». Это же сообщает В. И. Пухов в своей статье, посвященной истории открытия Коунрада.

² Автор настоящего труда в то время был заместителем начальника геологоразведочной партии.

исследование в течение последующих лет не подтвердило наличия трех последних минералов и показало, что за гипогенный каолинит на Семиз-Бугу был принят андалузит (Наковник, 1933; Озеров, 1933).

Заканчивая обзор событий 1929 г., необходимо отметить появление статьи С. Ф. Глинки и П. К. Топольницкого, сообщавших об открытии нового минерала во вторичных кварцитах Средней Азии. Авторы открыли в окварцованных эффузивных породах — вторичных кварцитах, месторождения Акташ новый для них на территории СССР минерал — дюмортьерит в ассоциации с каолинитом и «андалузито-силлиманитоподобным минералом», но описали породу как вторичную — экзогенную, так как в ней были «окатанные зерна кварца в виде песчинок». За окатанные зерна приняли крупный реликтовый кварц вкрапленников порфиоров. Авторы отдали дань времени, так как каолиновый минерал рассматривался тогда как экзогенный вторичный минерал — продукт выветривания (Малявкин, 1935, стр. 270).

В 1930—1933 гг. завершается начальный период изучения вторичных кварцитов. В результате проведенных геологоразведочных работ были открыты новые крупные месторождения во вторичных кварцитах, был обнаружен новый характерный для них минерал и была выявлена иная роль других минералов.

Летом 1930 г. Геологический комитет направляет в США группу геологов, в том числе и М. П. Русакова, который ознакомился с месторождениями «рогфугу соррег». В Казахстане в это время резко расширяются геологическая съемка, поиски и разведка и ставится специальное, тематическое обследование — «ревизия на медь массивов вторичных кварцитов».

Ревизия, выполнявшаяся тремя отрядами¹, охватила южную часть Восточного Казахстана, прилегающую к оз. Балхаш между Турксибом и р. Токрау². Хотя ревизия и не дала сразу значительного промышленного эффекта (открыто было только медное месторождение скарного типа, оказавшееся впоследствии и титановым месторождением), однако был получен богатый петрографический материал, обработка которого привела к интересным открытиям и выводам, изменившим прежнее представление о природе вторичных кварцитов (Наковник, 1931; Русаков, 1957).

Перед кратким описанием результатов ревизии следует отметить, что в это время особенно усилилась тенденция геологов Казахстана называть любые окварцованные породы вторичными кварцитами, а «рогфугу соррег» в особенности. Однако у автора сложилось к 1930 г. мнение о том, что наиболее интересными вторичными кварцитами являются кварциты из изверженных пород со специфическим для них рельефом и лимонитовыми и каолинитовыми полями. Эта идея и легла в основу ревизии 1930 г., а внешние черты вторичных кварцитов послужили первыми поисковыми признаками.

Ревизионная партия обследовала летом 1930 г. около 50 массивов вторичных кварцитов. Она открыла большое поле слабомеденосных вторичных кварцитов типа «рогфугу соррег» (Каинды-чеку в горах Бес-чеку), ряд массивов сильно лимонитизированных кварцитов типа Семиз-Бугу (самый значительный из них — Кара-чеку находится в 150 км к юг-юго-востоку от г. Каркаралинска), новый корундоносный массив (в 90 км к северо-востоку) и новые минералы во вторичных

¹ Отрядами руководили М. С. Лизунов, И. С. Гапанович и автор, который возглавлял все эти работы.

² Маршрут Н. И. Наковника проходил от 49-й параллели на юг к оз. Балхаш по средней линии пустынного, почти безводного Северо-Восточного Прибалхашья. Автор пересек его по счету вторым геологом из бывших там когда-либо вообще. В этом тяжелом маршруте его сопровождали студент В. П. Фролов, рабочий Г. Я. Бельденинов и проводники Сейкумбай Торубаев и Сарчолак Едигеев.

кварцитах: андалузит и лазулит, из которых содержание первого достигло 50% (Наковник, 1931).

Кроме того, партия установила во вторичных кварцитах широкое распространение алуниита и диаспора и значительную насыщенность ими этих пород. В то же время на севере Степи Р. А. Борукаев и Н. Г. Кассин открыли очень крупное, мало уступающее по размеру Коунраду месторождение «рогнугу соррег» Боше-Куль, а на юге Е. М. Янишевский — большое свинцовое месторождение Ак-Соран, первое — в окварцованных гранитоидах, второе — в «окварцованных» известняках, оказавшихся впоследствии скарнированными известняками. Измененные породы обоих месторождений отнесены были к вторичным кварцитам (Янишевский, 1931а, 1931б, 1931в).

В конце 1930 г. появилась работа Н. Н. Курека, опубликованная в «Трудах Геологического комитета», о Секисовском месторождении огнеупорной глины в соседнем с Центральным Казахстаном районе — Рудном Алтае. Автор изложил в ней результаты разведки, геологического и минералого-петрографического изучения месторождения, производившихся в 1924—1926 гг. Он указал на присутствие на месторождении «вторичных кварцитов», «алуниито-кварцевых пород» и «каолинизированных пород».

Изучение и разведка Секисовского месторождения проходили в то время, когда современной идеи генетического комплекса вторичных кварцитов не существовало, сводная работа М. П. Русакова только что появилась, а каолиновый и алунитовый типы вторичных кварцитов были почти неизвестны. Вероятно, поэтому Н. Н. Курек даже при камеральной обработке материала и подготовке его к печати в конце 20-х годов не провел сравнения с казахстанскими вторичными кварцитами. Из всего комплекса окварцованных пород Секисовского месторождения Н. Н. Курек назвал вторичными кварцитами только существенно кварцевые породы с содержанием кварца от 80 до 100%, а прочие окварцованные породы с алуниитом и со значительной примесью каолинового минерала назвал описательным термином. Н. Н. Курек едва ли не первый установил для будущего комплекса вторичных кварцитов две важные минеральные фации гидротермального генезиса, обозначившиеся под воздействием «сернисто-водородных терм»: «каолиновую» и «алунитовую», которые были открыты в Центральном Казахстане позже — в начале 30-годов.

Кроме того, Н. Н. Курек обнаружил в каолиниито-кварцевых породах редкий минерал — зунит.

Если бы своевременно обратили внимание на сходство секисовского комплекса окварцованных пород с вторичными кварцитами Казахстана, то контактовая теория генезиса вторичных кварцитов, выдвинутая К. Н. Озеровым в 1933 г., не получила бы такой широкой известности, которую она имела почти до 1946 г.

В 1931 г. при геологической съемке и поисках в Северо-Западном Прибалхашье геолог Слепухин открывает во вторичных кварцитах в 40 км к север-северо-западу от Коунрада новое месторождение «рогнугу соррег» Борлы, а в 120 км к восток-северо-востоку от Коунрада — крупный корундоносный массив Шешень-Кара (Русаков, 1933а, 1934а). М. П. Русаков осматривает разведываемое в Ташкентском районе медное месторождение Алмалык и выдвигает его как крупнейшее, почти не уступающее Коунраду месторождение «рогнугу соррег» во вторичных кварцитах, на котором в будущем строится комбинат (Русаков, 1931б, 1932б).

Геологи Е. Г. Багратуни, В. Г. Грушевой и М. П. Русаков устанавливают, что разведываемое в окварцованных гранитоидах медно-молибденовое месторождение Агарак в Армении относится к крупнейшим

в Закавказье месторождениям типа вкрапленных вторичных кварцитов (Багратуни, Грушевой, Русаков, 1932).

Появляется статья с сообщением об открытии во вторичных кварцитах андалузита, подчеркивается крайне слабая минералого-петрографическая изученность этих пород, ставится вопрос: «Что же такое, наконец, вторичные кварциты?» и выдвигается требование о постановке специального минералого-петрографического исследования вторичных кварцитов Казахстана (Наковник, 1931).

Заканчивая перечень событий 1931 г., надо отметить статью М. П. Русакова о золоте в Казахстане. Он выдвигает новый возможный источник Au — продукты разрушения и выветривания вторичных кварцитов, которые «в виде глин и элювиально-делювиальных образований опоясывают массивы этих пород». М. П. Русаков рекомендует проведение специального опробования вторичных кварцитов, и продуктов их разрушения. Впоследствии его идея была поддержана А. А. Розиным, настаивавшим на организации специальных геоморфологических партий по изучению строения древних речных долин и для поисков россыпного золота (Розин, 1940).

В 1932—1933 гг. автор провел микроскопическое изучение большой коллекции вторичных кварцитов Казахстана по ревизии 1930 г., расширив ее образцами прежних сборов и образцами с Северного Урала и Закавказья (Кедабек)¹.

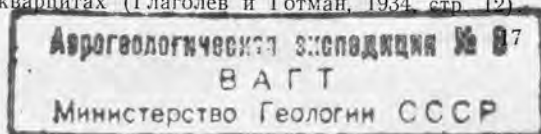
Изучение показало, что: 1) вторичные кварциты Казахстана происходят преимущественно из изверженных пород и в основном из кислых лаб и пирокластов; 2) в этих вторичных кварцитах, кроме главного минерала кварца, широко распространены рутил, пирит, гематит, серицит, алунит, андалузит, диаспор и гипогенный кристаллический каолинит, 3) минералы во вторичных кварцитах встречаются в определенных сочетаниях, которые позволяют выдвинуть пространственно и генетически связанные между собой минеральные типы вторичных кварцитов: андалузитовый, алунитовый, серицитовый, каолинитовый и диаспоровый; 4) прочие вторичные кварциты, т. е. главным образом из осадочных пород, однообразны, практически малоинтересны и не обладают характерным комплексом глиноземных минералов; 5) образование кварца, пирита, глиноземных и кремнеглиноземных минералов происходило, вероятнее всего, в результате переотложения SiO_2 , Al_2O_3 и Fe. В образцах с Урала обнаружен такой же, что и в казахстанских вторичных кварцитах, комплекс глиноземных минералов, а в кедабекских — андалузит, считавшийся ранее цоизитом. Кроме того, в семи массивах был встречен корунд, а во вторичных кварцитах Семиз-Бугу — андалузит (Наковник, 1933).

В 1933 г. мы расширили начатое микроскопическое изучение вторичных кварцитов новыми образцами и закончили составление таблицы минерального состава, списка массивов и карты распространения вторичных кварцитов в Казахстане. Проведено было также рентгенометрическое исследование андалузита². Данные эти, опубликованные в 1934 и 1936 гг., показали общее промышленное значение вторичных кварцитов и промышленно интересные массивы по отдельным видам: меди, алуниту, андалузиту, диаспору и корунду (Наковник, 1931, 1934б, 1936а, 1936б).

Таким образом, из пород, именуемых вторичными кварцитами, была выделена группа-парагенезис минеральных типов с реликтовыми

¹ Образцы с Кедабека описаны в 1903 г. Е. С. Федоровым и в 1914 г. П. Н. Червинским. Эту работу автор выполнял в Ленинградском горном институте на кафедре петрографии при поддержке проф. В. М. Тимофеева и проф. В. Н. Лодочкикова.

² Некоторые геологи даже после опубликования данных об андалузите сомневались в его присутствии во вторичных кварцитах (Глаголев и Готман, 1934, стр. 12).



структурами в основном изверженных пород, характеризующаяся комплексом определенно сочетающихся минералов: кварцем, сульфидами (главным образом пиритом), рутилом и высокоглиноземными минералами. Эта интересная во всех отношениях формация, к которой приурочены крупнейшие месторождения меди и корунда, и привлекла к себе особое внимание. За ней преемственно сохранен старый термин «вторичные кварциты», которым автор, К. Н. Озеров, наши ученики и все близко знакомившиеся с этими породами перестали с 1933—1935 гг. называть другие типы вторичных кварцитов, не имеющие указанного выше комплекса минералов и соответствующих реликтовых структурных черт.

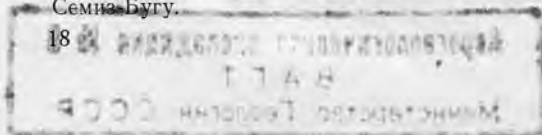
В 1930—1931 гг. месторождение Семиз-Бугу посещает в порядке консультации крупнейший специалист по геологии корунда К. Н. Озеров. В 1931 г. он консультирует геологическую партию Н. Н. Лиса, которая проводила от Института прикладной минералогии промышленную разведку коренного корундового тела. В результате камеральной обработки материала в 1931—1932 гг. Н. Н. Лис устанавливает около корундового тела андалузитовые породы, принимавшиеся прежде М. П. Русаковым за «своеобразные каолиновые породы» (Озеров, 1932)¹.

Это открытие явилось большой новостью, и в 1933 г. К. Н. Озеров выдвигает андалузитовые породы как новый дополнительный к корунду объект большого промышленного значения (Озеров, 1933, 1935б).

В результате трехлетнего изучения месторождения Семиз-Бугу и в связи с установлением на нем андалузитовых пород, К. Н. Озеров публикует в конце 1933 г. статью, в которой выдвигает новое объяснение генезиса месторождения и его вторичных кварцитов, объяснение, обязанное появлению нового минерала андалузита, считавшегося тогда типичным контактовым высокотемпературным минералом². К. Н. Озеров отнес вторичные кварциты «к контактово-метаморфическим образованиям в широком смысле этого слова» и поместил их на контакте с огромной батолитовой интрузией гранитов. Минерализация при формировании вторичных кварцитов обязана, по К. Н. Озерову, «термальному прогрессивному порфирам и проникновению в них горячих флюидов и терм, выносивших из магмы Si, O, H и S». При этом происходила «пневматолитическая миграция элементов порфирам с выносом их в более высокие горизонты по зонам разломов и перетолжением здесь с образованием андалузитовых и корундовых пород». Андалузит, по К. Н. Озерову, образуется в фазу D—E, а корунд в фазу F пегматито-пневматолитовой схемы Ферсмана (Озеров, 1933). Развивая дальше эти положения в «Курсе нерудных месторождений» (стр. 112, изд. 1934 г.), К. Н. Озеров подчеркнул, что вторичные кварциты Семиз-Бугу образовались в контактовой зоне на месте интенсивного

¹ Заканчивая в статье 1932 г. перечень результатов разведочных работ партии Института прикладной минералогии, К. Н. Озеров говорит: «Весьма интересным с промышленной точки зрения является значительное развитие около корундового тела андалузитовых пород, которые могут представить ценное сырье». В «Отчете о промышленных разведочных работах в 1931 г. на корунд Семиз-Бугу» (Институт прикладной минералогии, рукопись, 1932 г.) Н. Н. Лис сообщает об открытии андалузитовых пород, о посещении К. Н. Озеровым Семиз-Бугу в 1930—1931 гг. и цитирует его очень характерные высказывания по генезису месторождения, которое К. Н. Озеровым рассматривалось, соответственно его многолетнему опыту на месторождениях наждаков в известняках, в аспекте десиликационной теории.

² Объяснение К. Н. Озерова обязано авторитету американских геологов, на которых он ссылается: А. Кнопфа, Дж. Мэчеса, Дж. Джефери, К. А. Вудхауза и П. Ф. Кэрра, приписавших контактово-метаморфический генезис крупнейшему в США уникальному андалузитовому месторождению Уайт Маунтин в Калифорнии, открытому в 1920 г. По парагенезису минералов оно почти аналогично месторождению Семиз-Бугу.



смятия и дробления порфи́ров¹. «Горы Семиз-Бугу, — говорит он, — сложены этими контактово-метаморфическими роговиками».

Гипотезу контактового генезиса вторичных кварцитов первым принял М. П. Русаков, который дал высокую оценку статье К. П. Озерова за «стройную схему картины генезиса корунда, андалузита и вторичных кварцитов Семиз-Бугу» (Русаков, 1934а).

Если у некоторых геологов термин «вторичные кварциты» получает с 1933—1934 гг. более узкий смысл, то у большинства геологов и именно у тех, которые близко не знакомы с вторичными кварцитами, термин «вторичные кварциты» применяется в широком понимании — в понимании М. П. Русакова. Более того, в начале 30-х годов стало наблюдаться расширенное толкование термина и распространение его за пределы Казахстана: на Урал, в Среднюю Азию, на Кавказ, Алтай и даже в Европейскую часть СССР.

В этом большую роль сыграли высказывания М. П. Русакова и не меньшую — авторитетность контактовой концепции К. Н. Озерова. Казахский термин «вторичные кварциты» становится модным и его применяют без критической оценки, без ознакомления с литературой, часто «понаслышке» — ко всем кварцитоподобным породам глубинного генезиса и даже к кремнистым продуктам коры выветривания и почвообразования. Вторичными кварцитами начинают называть богатые кварцем разности березитов, пропилитов и даже скарнов, кварцевые грейзены и другие рудоносные кварциты, кварциты, минерализованные серицитом (вторичные кварциты выделенной нами группы), кремнистые контактовые роговики, гидротермальные кварциты дислокационно-катакластических процессов («окварцованные брекчии дробления гигантского масштаба»), докембрийские метаморфические кварциты, яшмо-кварциты и кремнистые сланцы, окремненные осадочные породы и, наконец, ноздревато-пещеристо-охристые кварц-халцедоно-опаловые кварциты из зоны выветривания змеевиков — уральские «сухари» («бирбириты»). Соответственно пестроте исходных пород и способам образования рисуется весьма пестрым и минеральный состав, и рудоносность вторичных кварцитов и высказываются различные, часто взаимоисключающие мнения о способе окварцевания и источнике SiO_2 . Приведем некоторые примеры.

В. К. Котульский (1928) в статье о медных и полиметаллических месторождениях Май-каин в Казахстане указывает, что горы Большой и Малый Май-каин сложены вторичными кварцитами, образовавшимися из осадочной толщи (потом было доказано, что из средних эффузивов). «Если окварцевание рассматривать, — говорит автор, — как определенную фазу рудообразования, то в этих кварцевых горах мы должны будем видеть такой же дифференцированный продукт, отложившийся из сложного раствора, каким является главная пиритовая жила Май-каина».

Н. Г. Кассин, М. П. Русаков и И. С. Яговкин (1931) в статьях о медных и полиметаллических месторождениях Северо-Восточного Казахстана указывают (стр. 95), что меденосные вторичные кварциты месторождения Коктас-Джартас произошли из эффузивных порфи́ров в месте их наиболее интенсивной деформации, брекчирования и трещиноватости. Впоследствии оказалось (Альжанов, 1956), что эти вторичные кварциты являются альбитизированными порфи́ритами — пропилитами. Далее авторы считают, что меденосные вторичные кварциты месторождения Коктас-Джал (стр. 99) возникли из «резко катаклазированных» гранит-порфи́ров и «близко напоминают жильный кварц». И, наконец, рудовмещающие вторичные кварциты полиметал-

¹ Ни дробления, ни смятия на Семиз-Бугу не установлено. К. Н. Озеров принял за следы дробления и смятия реликтовые структуры туфобрекчии и тонкополосчатых флюидальных лав.

лического месторождения Беркара (стр. 131—133) образовались в результате окварцевания прессованных песчанико-сланцев.

М. П. Русаков, М. П. Ваганов и И. С. Яговкин (1933) в большой работе по геологии Успенско-Спасского района Северо-Восточного Казахстана описывают вторичные кварциты в разделе «Дислокационный метаморфизм». Вследствие циркуляции гидротерм в зонах интенсивной деформации и дробления происходили «те изменения в породах, которые дают в Казахстане обширную и любопытную группу пород, объединенных нами под названием «вторичные кварциты».

Г. И. Водорезов (1938) в описании геологии Акмолинской и Еремельтауского районов делает такое заключение (стр. 51): «Вторичные кварциты — разного происхождения. Одни из них связаны с процессами рудообразования, другие — с процессами автометаморфизма, процессами в условиях поверхностного выветривания и т. д.».

Таким образом, параллельно растущему стремлению к «сужению» термина начинается своеобразная реакция: растет стремление к беспредельному расширению его до элементарного понятия: кварцевая порода — кварцит.

Следующий этап изучения вторичных кварцитов характеризуется систематическими ревизиями промышленно интересной группы этих пород, распространением идеи вторичных кварцитов за пределы Казахстана и общим повышенным интересом к ним.

Ревизии, носившие в основном характер поисково-разведочного обследования промышленно интересных массивов, начались в 1934 г. Проводились они главным образом в Казахстане и сопровождалась разведочными работами, а на Коунраде и Акташе (Ташкентский район) — углубленным минералого-петрографическим изучением. Закончились ревизионные работы лишь в годы Великой Отечественной войны.

В этой ревизионной работе выделяется по своему масштабу четырехлетняя генеральная ревизия вторичных кварцитов¹ Казахстана, организованная Геологическим институтом АН СССР по инициативе акад. А. Д. Архангельского, И. Ф. Григорьева и М. П. Русакова. Она проводилась с 1936 по 1939 г. включительно под общим руководством автора.

Учитывая крайнюю нужду промышленности в андалузите и корунде, ЦНИГРИ (б. Геологический комитет) предпринимает с 1934 г. по инициативе М. П. Русакова и Н. Г. Кассина трехлетние поисково-разведочные и поисковые работы в Казахстане на наиболее промышленно интересных массивах кварцитов с целью открытия в них главным образом андалузитовых и корундовых месторождений. Одновременно ЦНИГРИ ведет разведку на андалузит корундового месторождения Семиз-Бугу. Вся эта работа ЦНИГРИ выполнялась большим коллективом геологов под общим руководством К. Н. Озерова. С 1934 г. контактовая теория генезиса вторичных кварцитов была принята многими геологами, в том числе Русаковым (1934), Машковцевым (1934) и автором (1934), несмотря на нехарактерность для «контактовых роговиков» диаспора, каолинита и алунита, особенно двух последних, характерных для вторичных кварцитов.

Теперь, оглядываясь на прошлое, видно, что контактовая гипотеза Озерова, подошедшего к Семиз-Бугу теоретически с меркой десилицированных пегматитов, а потом «контактовых роговиков», закрыла тот слабый просвет, который обозначался в ранних высказываниях М. П. Русакова (1927 г.) о генезисе Семиз-Бугу, а еще раньше в работах Федорова (1903) и Успенского (1910) о вторичных кварцитах Кедабека.

¹ Далее, говоря о вторичных кварцитах, автор имеет в виду, если не приводит оговорку или кавычек, только эту группу, т. е. вторичные кварциты в узком понимании, а не вообще окварцованные породы.

В 1934 г. вышли в свет несколько работ о вторичных кварцитах. Первая из них — статья Русакова — касалась концепции К. Н. Озерова и вопроса поисков и разведки корунда и андалузита во вторичных кварцитах. М. П. Русаков вынужден был, несмотря на «стройную схему» Озерова, «уменьшить категоричность некоторых заключений автора» и внести поправки. М. П. Русаков указал на крупное значение в генезисе вторичных кварцитов «гипабиссальных инъекций гранитной магмы, которые являются одним из главных признаков корундовых месторождений в Киргизской степи» (Русаков, 1934а).

Три работы были посвящены месторождению Коунрад. Наиболее крупная из них, работа М. П. Русакова (1934б), освещала результаты разведки месторождения и оценки запасов меди. В ней автор рассматривает вторичные кварциты как гидротермальные продукты и окварцевание пород приписывает принесенной растворами SiO_2 , не упоминая при этом о каком-либо контактовом метаморфизме. Он «окончательно утверждает» свою ранее высказанную гипотезу кольцевых интрузивных даек, застывших под мощной кровлей песчанико-сланцев — даек, являющихся «генетически источником оруденения и в то же время фактором, локализирующим оруденение» (Русаков, 1934б, стр. 44—50).

Две другие работы — Н. И. Наковника и С. Ф. Машковцева — касались петрографии Коунрада и его геологического строения. «Оба автора одновременно и независимо друг от друга — первый на основании микроскопического изучения керн скважин и установления андалузита, а второй путем краткого полевого исследования» — пришли к выводу, что кольцевые дайки, рассмотренные Русаковым, — не дайки, а покровы эффузивных порфиров и что вторичные кварциты являются контактными образованиями.

В это же время была опубликована работа Н. И. Наковника (1934), в которой излагались результаты микроскопического изучения вторичных кварцитов Казахстана. Автор, рассматривая вторичные кварциты как контактовые образования, выделил пять минеральных типов и два генетических типа: из интрузивных пород — меденосный тип и экзоконтактный — андалузитовый.

В заключение необходимо отметить вышедшую в 1934 г. работу М. П. Русакова (отчет о командировке в США). В ней он применяет термин «вторичные кварциты» в широком понимании к американским породам: к окварцованным монзонит-порфирам из «шляпных выходов» месторождения Или (Невада) — «типичные вторичные кварциты Казахстана», к охристым буроватым кварцитам из гранитов и сланцев молибденового месторождения Кляймэкс и к пропилитизированным андезитам серебряного месторождения Комшток.

В 1935 г. появились статьи К. Н. Озерова о вторичных кварцитах. Он публикует пять работ, посвященных главным образом андалузиту вторичных кварцитов и андалузитовым породам корундового месторождения Семиз-Бугу, которое отныне называет корундово-андалузитовым месторождением, придавая первенствующее значение андалузиту. «В итоге полученных результатов, — сообщает Озеров (1935в), — месторождение Семиз-Бугу представляет единственный в СССР промышленный источник силлиманитового сырья, который может не только обеспечить всю потребность огнеупорной промышленности Союза, но и дать сырье для экспорта»¹.

¹ Впоследствии это не оправдалось, но подобные высказывания К. Н. Озерова, его многократные выступления в печати и на совещаниях об андалузитах на Семиз-Бугу отвлекли внимание от главного объекта — корунда, и с 1934 г. разведочные работы стали проводить главным образом на андалузит (см. отчеты о разведочных работах в 1934 г. группы геологов под редакцией К. Н. Озерова, в 1936 г. — Н. Д. Меркурьева и в 1940 г. — И. С. Тригулова).

Далее К. Н. Озеров сообщает первые результаты поисково-рекогносцировочных работ ЦНИГРИ за 1934 г.: открытие значительных концентраций андалузита и нового минерала дюмортьерита в ряде массивов вторичных кварцитов Казахстана (1935а), а также трех крупных месторождений алунита (1935г) ¹.

Успехи в изучении казахстанских вторичных кварцитов вызывают интерес к окварцованным породам в других областях СССР.

Так, в 1933 г. Б. Ф. Сперанский опубликовал интересную статью, в которой указал на широкое развитие в Южном Салаире окварцованных осадочных и изверженных пород — «вторичных кварцитов». «Они слагают, — писал Сперанский, — гигантские тела, измеряемые в длину многими километрами, мощные, поражающие воображение своими грандиозными размерами». Он отметил сходство салаирских кварцитов с вторичными кварцитами Казахстана, указав для первых некоторые основные признаки, характерные и для вторых: сульфидизацию, серицитизацию, каолинизацию, алунитизацию и наличие бурых железняков. В заключении статьи Б. Ф. Сперанский призывал к срочной ревизии вторичных кварцитов Юго-Западного Присалаирья, указав даже конкретные участки поисковых и разведочных работ. Здесь надо отметить, что, вероятнее всего, Б. Ф. Сперанский назвал вторичными кварцитами гидротермально-окварцованные породы, т. е. в широком понимании Русакова. Указанная им алунитизация до сих пор никем не подтверждена.

Позже, в 1935 и 1937 гг. появились статьи Я. В. Дербикова о салаирских полиметаллических месторождениях. Автор подчеркнул связь оруденения с вторичными кварцитами — окварцованными кислыми лавами — и указал на присутствие в кварц-серицитовых сланцах диаспоровых пород, а в кварцитах — даже корунда.

Интересной новостью было сообщение В. Г. Грушевого об открытии дюмортьерита и андалузита во вторичных кварцитах Закавказья и организация ЦНИГРИ в 1935 г. поисковых работ в Алавердском районе для выявления площадей, обогащенных андалузитом (Грушевой, Озеров, 1935).

В связи с установлением в казахстанских вторичных кварцитах агальматолита вместе с корундом, алунитом и «слиудой», а потом дюмортьерита среднеазиатские геологи подвергли в 1934 г. ревизии Акташское месторождение агальматолита — «колыбташа» в Ташкентском районе, где в 1929 г. Е. Ф. Глинка установил дюмортьерит. В результате обследования оказалось, что вмещающие породы являются тождественными вторичным кварцитам Казахстана; образовались они из кислых эффузивов и несут такой же комплекс высокоглиноземных минералов. Дальнейшие разведочные работы 1937—1943 гг. выявили, что Акташское месторождение является крупным комплексным месторождением корунда, андалузита, алунита, диаспора, пирофиллита и каолинита (Прянишников, 1937) ².

В 1934 г. после пятилетней разведки меднопорфирового Коунрада оказалось, что составленная геологическая карта месторождения неудовлетворительна. Поэтому геологоразведочный отдел Прибалхаш-

¹ К. Н. Озеров и соавторы указывают, что «алуниты подарили советской промышленности вторичные кварциты Казахстана» в результате исследований, произведенных ЦНИГРИ в 1934 г., «и что промышленные и притом крупные скопления его обнаружены лишь в 1934 г.». В действительности алунит на Семиз-Бугу известен во вторичных кварцитах с 1927 г. (Русаков, Наконник, 1927), а многие массивы и два «открытые» в 1934 г. установлены ревизией 1930 г., что и указано в минералогической таблице (Наконник, 1934).

² Как сообщает М. Э. Пояркова в отчете 1944 г. о результатах разведочных работ на Акташе в 1940—1943 гг., корунд там впервые был обнаружен Г. В. Шостаковым.

строю пригласил автора для проведения детальной геологической съемки и написания научного труда о массиве Коунрад.

В результате съемки и микроскопического изучения материала выяснилось, что пиритизированные вторичные кварциты месторождения Коунрад принадлежат к двум геологическим типам: 1) из пород интрузивного штока — серицитовые и меденосные, 2) из кислых лав, вмещающих шток, минерализованные корундом, андалузитом, топазом, диаспором, алунином, пирофиллитом, диккитом и серицитом. При этом был открыт дюмортьерит и установлена вертикальная и горизонтальная зональность минеральных типов: узкая зона кварцитов, прилегающая к интрузии, обогащенная андалузитом с примесью корунда, диаспора, алуниита, пирофиллита, диккита и серицита, далее — более широкая зона с андалузитом, диккитом и серицитом, еще дальше — широкая зона с андалузитом и серицитом и самая широкая внешняя зона, минерализованная серицитом. Такая ореольная локализация высокотемпературных «контактовых» минералов — андалузита и корунда, казалось тогда, блестяще подтверждала контактовую гипотезу и послужила основанием в дальнейшем рассматривать все проявления вторичных кварцитов с точки зрения этой гипотезы.

На основании детального петрографического опробования поверхности было установлено, что минерализация кварцитов андалузитом весьма значительна (содержание андалузита до 80% в шлифах, при среднем содержании на весь ореол 10—12%) и составляет новый, дополнительный к меди крупный промышленный объект (Наковник, 1934а, б)¹. Впоследствии выводы автора были подтверждены специальной разведкой и исследованием (Богатырев, Лубяных, 1941).

Результаты полевого и камерального изучения месторождения Коунрад, его геологии, петрографии и минералогии (исследовано было около 3000 шлифов) изложены нами в большом труде, опубликованном в 1937 г. В нем дано много химических анализов измененных пород в сравнении со свежими, впервые в СССР сделан правильный расчет химических анализов для суждения о действительном выносе-привносе вещества, детально описаны минералы вторичных кварцитов, их пространственное распределение — «топография» и приведены результаты рентгенометрического определения².

Из небольшого числа (6—7) опубликованных работ о результатах поисков и разведки, проведенных партиями ЦНИГРИ в 1934—1936 гг. на массивах вторичных кварцитов, выделяется только одна по своему объему — работа Н. П. Петрова. В ней он излагает результаты работ рекогносцировочной партии по обследованию массивов в южной части Каркаралинского района в 1934 г. Книга издана с большим запозданием — в 1940 г. в Ташкенте. Фактический материал и интерпретации оказались в большей части устаревшими, так как на этих массивах была проведена генеральная ревизия отрядом АН СССР (1936, 1937 и 1938 гг.).

В 1936 г. Геологический институт АН СССР начинает генеральную ревизию вторичных кварцитов Казахстана. Эта ревизия охватила огромную территорию Восточного Казахстана — около 200 тыс. км² — в следующих границах: на севере — линия, проходящая через Караганду, горы Коконь, Экибастуз, на юге — оз. Балхаш, на западе — железная дорога Караганда — Балхаш и на востоке — Турк-сиб.

¹ В процессе съемки и в результате обследования измененных пород гранитного поля, окружающего Коунрад, автор открыл в 5—7 км от меднорудного участка несколько площадей редкометального оруденения, сопровождавшегося грейзенами, — ныне крупнейшее Восточно-Коунрадское месторождение (Наковник, 1935).

² Этот труд является наиболее крупным из всех работ, посвященных вторичным кварцитам, и одним из немногих работ, изданных в СССР, по околорудным метаморфическим породам.

Ревизия проводилась специальным отрядом¹ и носила рекогносцировочно-поисковый характер. При обследовании главное внимание уделялось петрографии и опробованию вторичных кварцитов на их разнообразные руды.

За четыре года было обревизовано около 200 массивов вторичных кварцитов. Кроме того, отряд проводил также ревизию некоторых гранитных полей на грейзены и редкометалльные руды, в результате чего в 1936 г. были открыты вольфрамовое месторождение у г. Каркаралинска и вольфрамово-молибденовое месторождение Акчетау-Кызылтас (Наковник, 1937).

В процессе ревизии выяснилось, что половина всех массивов сложена вторичными кварцитами серицитового типа, минерализованными главным образом кварцем и серицитом, 58 массивов — алунитового типа, 15 — каолинитового (диккитового с агальматолитом), 12 — андалузитового, 5 — пирофиллитового и диаспорового, 7 — корундового (два с телами корундовых пород) и 6 — с дюмортьеритом (Наковник, 1940). Установлено, что около 40 массивов являются промышленно интересными.

Открыты новые для вторичных кварцитов минералы: зуннит, ильменит и ауеглит — первый, характерный для алунитовых и диаспоровых кварцитов, и последние два — для андалузитовых. Открыты почти мономинеральные сульфидоносные зуннитовые породы на меднопорфировом месторождении Карабас и уникальные, неизвестные в литературе алунисто-топазо-зуннитовые породы среди алунитовых кварцитов массива Кошан (Марков, 1940; Асташенко, 1939а, 1939б).

Выяснено, что исходные породы вторичных кварцитов преимущественно (на 90%) экструзивные: кислые лавы, туфы, брекчии и лавы, насыщенные пирокластами. И, наконец, установлено комплексное формирование минеральных типов вторичных кварцитов и впервые для метасоматических пород — закономерно-зональное развитие большого числа минеральных фаций (Наковник, 1941).

Широкое распространение алунитовых кварцитов, большие площади минерализации, значительное содержание алунита в образцах и наличие тел чистого квасцового камня позволили выдвинуть проблему алунитов — их комплексного использования. Отныне Центральный Казахстан стал рассматриваться как алунитовая провинция, не уступающая по своему значению Китаю (Наковник, 1938; Марков, 1939, 1940; Наконник, 1940).

Эта неизвестная до генеральной ревизии особенность вторичных кварцитов Казахстана: широкое развитие алунита, частое присутствие зуннита — минерала измененных пород угасших вулканов, и другие данные поколебали к концу ревизии веру в контактовую теорию генезиса вторичных кварцитов и заставили автора в 1940 г. отказаться от нее и выдвинуть новое объяснение (Наковник, 1941).

Общая сводка материалов генеральной ревизии, составленная в 1940 г., не вышла в свет. Результаты ревизии опубликовывались ее участниками в ряде статей с 1938 по 1945 г. Из них следует отметить книгу К. Н. Ерджанова (1945) о вторичных кварцитах юго-восточной части Центрального Казахстана².

В статье, опубликованной в 1938 г. на тему о связи вторичных кварцитов с другими метаморфизованными породами (первой в СССР на эту тему), автор еще придерживался контактовой гипотезы, так

¹ В этой большой работе участвовали, кроме автора, геологи: П. С. Марков, К. И. Асташенко, А. С. Осипов, К. Н. Ерджанов, Р. И. Панкуль, Б. А. Казенный, А. Б. Коровкин и Н. С. Кондратьева.

² Книга вышла под редакцией К. Н. Озерова; она представляет по существу материалы по петрографии и полезным ископаемым вторичных кварцитов Северо-Восточного Прибалхашья и является кандидатской диссертацией К. Н. Ерджанова.

как около некоторых больших гранитных интрузий казалось ореольное расположение массивов вторичных кварцитов. В этой статье была подчеркнута геолого-экономическая и петрографическая особенность метаморфических пород нового типа и указана возможность нахождения в алунитовых кварцитах руд Au, Ag, Mo, Se и Fe. В заключении статьи автор настаивал на сводном изучении грейзенов, пропилитов и прочих измененных пород и чтении в геологических вузах специального курса о «рудосопровождающих» породах.

В 1937 г. в тезисах докладов XVII Международного геологического конгресса появилось краткое сообщение о докладе С. Ф. Машковцева: «Метакварциты-казахиты». Докладчик назвал вторичные кварциты нового типа «казахитами» по месту их широкого распространения. Он указал, что породы эти являются «особым классом метаморфических образований, происшедших из порфировых или пирокластических пород кровли путем воздействия на них выделений из интрузирующей в нее кислой магмы»¹. Таким образом, Машковцев первым из советских геологов выступил с официальным признанием выдвинутой в 1933—1934 гг. идеи вторичных кварцитов, представляющей их как особый генетический комплекс метасоматических пород, состоящий из отдельных, но генетически тесно связанных минеральных типов. Насколько нам известно, никакой реакции за рубежом на тезисы не последовало. С. Ф. Машковцев, к сожалению, не сделал никаких ссылок ни на данные изучения аналогичных пород за рубежом, ни на применяемую там терминологию.

Термин, предложенный Машковцевым, вскоре был единодушно отвергнут геологами Казахстана и в дальнейшем в литературе не появлялся.

В 1939 г. вышла в свет статья Е. М. Янишевского с изложением результатов его большой исследовательской работы по молибдену Коунрада. Автор статьи выдвигает молибден как дополнительный объект большого промышленного значения, дает карту его распространения и ставит вопрос о срочной постановке опытов обогащения руды — медно-молибденоносных вторичных кварцитов.

В том же году появилось сообщение об открытии на Кавказе (в Нахичеванской АССР) Парагачайского месторождения андалузита в «контактовых роговиках» — вторичных кварцитах «вблизи миоценовой неинтрузии гранодиоритов» и по соседству со скарнами (Мовсесян, 1939). «Вторичные кварциты» произошли из кислых лав эоцена. Состав их близок составу казахстанских вторичных кварцитов: кварц, серицит, андалузит, корунд, диаспор, лазулит, пирит и рутил. Отсутствуют диккит, алунит, пирофиллит.

Почти одновременно была опубликована статья об «андалузитоносных контактово-метасоматических породах, близких так называемым вторичным кварцитам Казахской степи», обнаруженных на Северном Кавказе вблизи мезо-кайнозойской интрузии — «неинтрузии» (Ицксон, 1939). Состав пород: кварц, андалузит, корунд, диаспор и алунит.

Небезынтересно указать, что крупнейший геохимик-минералог А. Е. Ферсман рассматривал месторождения вторичных кварцитов «porphyry соррег» как взрывные, а тела андалузито-корундовых пород как пегматитовые образования (1939, стр. 155).

¹ С. Ф. Машковцев выделил шесть минеральных типов: серицитовый, каолиновый, алунитовый, андалузитовый, корундовый и диаспоровый. Последние три типа образуются в щелочной среде — ближе к интрузии, второй и третий — дальше от интрузии, в зоне преобладающих кислых растворов, и серицитовый — между ними в нейтральной зоне. В начале процесса происходит смещение зон в сторону удаления от интрузива, а в конце — в сторону приближения. Это обуславливает наложение минеральных фаций одна на другую.

К концу генеральной ревизии стало ясно, что в свете новых фактов и литературных данных по другим областям и странам контактовая гипотеза генезиса вторичных кварцитов несостоятельна. Автор обратил внимание на следующие минералого-петрографические особенности, «выражающие» против представления о вторичных кварцитах, как о контактовых роговиках.

Первая — исходные породы вторичных кварцитов преимущественно экструзивы. Массивы вторичных кварцитов состоят на 90% из бывших лав, туфов, брекчий, туфоагломерат-брекчий, пирокластовых лав, порфиroidных гранитоидов, т. е. пород жерловой и околожерловой фации.

Вторая — массивы вторичных кварцитов на 40% минерализованы алунином, диккитом, диаспором, пирофиллитом и зунином — минералами, совершенно нехарактерными ни в отдельности, ни в совокупности для «типичных» «классических» контактовых роговиков.

Третья — в большинстве контактов экструзивных пород с большими интрузиями нет не только вторичных кварцитов, но и какого-либо заметного окварцевания.

Эти и другие геолого-петрографические особенности заставили высказать следующее: вторичные кварциты Казахстана (и других районов СССР) мы рассматриваем: 1) как автометаморфические образования длительных экструзивных процессов (отчасти и неглубоких интрузий), 2) как почти единственные сохранившиеся следы размытых и снесенных древних вулканов (Наковник, 1941)¹.

Новое представление о генезисе вторичных кварцитов побудило искать аналогичные породы в молодых вулканических областях СССР с явными следами вулканических построек. Автор заинтересовался золоторудным месторождением Белая Гора в низовьях Амура, приуроченным к жерлу вулкана, и его рудоносными «окремненными и каолинизированными породами», возникшими из трахитовых лав².

Одновременно по шлифам окварцованных пород из соседних районов месторождения Белая Гора были установлены вторичные кварциты.

Все это вызвало «необходимость неотложной ревизии вторичных кварцитов и окварцованных пород Дальнего Востока не только на золото, но и на богатые глиноземом минералы: корунд, диаспор, андалузит, алунином, а алуниновых и каолинитовых вторичных кварцитов Казахстана — на золото» (Наковник, Никитин, 1944).

Новые взгляды М. А. Усова (1933) и А. Н. Заварицкого (1936) на генезис колчеданных месторождений Салаира и Урала как на месторождения, образовавшиеся среди лав и туфов в фумарольно-сульфатарную стадию и затем динамометаморфизованные, заставили автора заняться изучением петрографии окolorудных измененных пород — кварц-серицитовых сланцев, вмещающих колчеданные линзы месторождений Урала.

В результате микроскопической ревизии многочисленных старых шлифов из окolorудных пород Красноуральских колчеданных месторождений³ была установлена в кварц-серицитовых сланцах вблизи рудного тела значительная минерализация диаспора (который принимался раньше за эпидот), топаза и пирофиллита. Это открытие явилось новостью для уральских геологов, так как показало генетическую связь кварц-серицитовых сланцев колчеданных месторождений с вторичными кварцитами Казахстана и «позволило ожидать открытия в них корунда,

¹ Эти новые данные и высказывания вызвали реакцию со стороны К. Н. Озерова (1944 г.), К. Н. Ерджанова (1945 г.) и Н. Г. Сергиева (1948 г.). Рецензия на статью автора (1941) была написана акад. В. А. Обручевым (1942 г.).

² Коллекция Д. В. Никитина, собранная им на месторождении в 1939 г.

³ Осенью 1941 г. автор проводил там совместно с С. П. Лунеговым по заданию Уральского геологического управления геологическую съемку масштаба 1:5000 площади Красноуральских месторождений.

андалузита, диккита и алунита» (Наковник, 1943), что вскоре подтвердилось¹.

Так, в результате изучения в 1943—1945 гг. Кабанского медноколчеданного месторождения на Урале² В. П. Логинов обнаружил на глубине, в кернах кварц-серицитовых сланцев вблизи рудных тел, не только пиритизированные вторичные кварциты казахстанского типа, но и чистые моно- и биминеральные породы промышленного значения: корундо-андалузитовые, пиррофиллито-диаспоровые, зуннито-диаспоровые, серицито-зуннитовые, зуннито-кварцевые, топазо-кварцевые, флюорито-кварцевые и др. (Логинов, 1944, 1951). Исходными породами вторичных кварцитов месторождения с их богато глиноземной минерализацией оказались «преимущественно кристаллические и лапиллиевые туфы, а также вулканические брекчии порфириров». В. П. Логинов пришел к заключению, что «вторичные кварциты и связанные с ними другие гипогенно-осветленные породы образовались в период вулканической деятельности и, вероятно, в связи с внедрением и застыванием субвулканических жил альбитофиров» (Логинов, 1951).

Одновременно с В. П. Логиновым В. М. Сергиевский установил в Павдинской даче на продолжении полосы Красноуральских месторождений ряд участков кварц-серицитовых сланцев с вторичными кварцитами, минерализованными каолинитом, андалузитом, диаспором и зуннитом. Измененные породы образовались из кислых лав и частично из прорывающих мелких субвулканических тел альбитофиров (Сергиевский, 1944).

В 1942 г. при изучении околорудных измененных пород Успенского района в Рудном Алтае автор обследовал в 12 км к юго-западу от Золотушинского месторождения (р. Алей) Вознесенскую сопку. Она оказалась сложной вторичными кварцитами, минерализованными главным образом диккитом и топазом и отчасти «серицитом», диаспором и зуннитом (Наковник, 1944). Исходные породы вторичных кварцитов — туфы и туфоагломерат-брекчии кварцевых порфириров. Открытие массива вторичных кварцитов казахстанского типа с оригинальным парагенезисом минералов явилось новостью в геологии Рудного Алтая, так как ранее они были известны там только в трех местах (Курек, 1930, 1940), из которых два потом оказались не относящимися к типу вторичных кварцитов.

В годы Великой Отечественной войны Казахское геологическое управление проводило начатые еще в 1938 г. геологоразведочные работы с опробованием и съемкой наиболее промышленно интересных массивов вторичных кварцитов Казахстана, выявленных ревизиями АН СССР и ЦНИГРИ. Главными объектами работ были корунд, андалузит, диаспор, алунит и агальматолит. Кроме того, в небольшом масштабе проводилась ревизия известных массивов на богато глиноземное сырье, а также поиски новых. Крупных результатов эти работы не дали и в печати о них почти не упоминалось (Чолпанкулов, 1948).

В связи с этими работами и вследствие повышенного интереса к алунитам и другим глиноземным минералам вторичных кварцитов Казахстана (впоследствии он ослабел) автору было поручено в 1944 г. Комитетом по делам геологии при СНК СССР составить генеральный план трехлетних геологоразведочных работ на промышленно интересных массивах вторичных кварцитов Казахстана. План был составлен в 1945 г., но не был осуществлен, если не считать отдельных попыток в 50-х годах разведки на полиметаллы, медь, золото и молибден.

¹ Акад. А. Н. Заварницкий, которому автор сообщил эти сведения до опубликования работы 1943 г., не отметил этого факта в своей статье «Метаморфизм и метасоматоз в Уральских колчеданных месторождениях» в сб. «Колчеданные месторождения Урала», 1950. Он отметил лишь последующее открытие В. П. Логинова в 1944 г.

² В 35 км к западу от г. Красноуральска.

В 1944 г. появилась небольшая статья К. Н. Озерова «Очередные вопросы петрологии вторичных кварцитов», посвященная критике выдвинутой в 1941 г. новой гипотезы генезиса вторичных кварцитов. К. Н. Озеров называет гипотезу автора «фумарольно-сульфатарной» и находит ее абсурдной. В заключении статьи он подчеркивает, что его контактовая гипотеза генезиса вторичных кварцитов «получила широкое признание» и превратилась в «теорию», так как «подкреплена трудами многочисленных исследователей» (Озеров, 1944).

В связи с отработкой запасов корунда на месторождении Семиз-Бугу в Москве весной 1944 г. было создано специальное совещание в Комитете по делам геологии при СНК СССР. Совещание предложило провести на Семиз-Бугу сначала детальную геологическую, вернее петрографическую, съемку и затем приступить к глубокой разведке бурением. Детальная съемка проведена была в 1945—1947 гг. геологами Р. Э. Квятковским и П. С. Марковым, которые по-разному интерпретировали геологию Семиз-Бугу. Первый считал, что месторождение залегает в пределах жерловой фации древнего вулкана и образовалось в результате деятельности вулканических газотерм — фумарол и сульфатар, второй же поддерживал контактовые представления К. Н. Озерова.

Разведка месторождения Семиз-Бугу глубокими скважинами так и не была осуществлена в 40-х годах, и поведение коренных корундовых тел на глубине осталось неизвестным.

В 1946 г. автор закончил диссертацию — большую сводную работу «Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение», в которой обобщил данные о многообразном проявлении в СССР и за рубежом пород типа вторичных кварцитов.

Диссертация автора выдвигала и защищала следующие основные тезисы:

1. Вторичные кварциты представляют особый комплекс гидротермально-метасоматических пород с типичной только для него совокупностью геолого-петрографических, минералогических и рудных признаков.

2. Вторичные кварциты происходят почти только из кислых и средних и притом преобладающе вулканических пород и генетически связаны главным образом с послемагматическими экструзивными, а не глубинными интрузивными процессами.

3. Основные типы — минеральные фации вторичных кварцитов развиваются комплексно и располагаются в такой последовательности от главной зоны циркуляции магматических выделений: корундовая, андалузитовая, диаспоровая, алунитовая, каолинитовая, пирофиллитовая и серицитовая фации.

4. Образование минералов вторичных кварцитов происходит с выносом одних веществ боковой породы и переотложением других. Привносятся лишь вода, S, F, Cl, P, B и тяжелые металлы, кроме Fe.

5. С вторичными кварцитами связаны не только месторождения нерудного сырья, но и металлорудные месторождения: полиметаллические, золото-серебряные, медные и др.

В этой работе впервые была установлена полная зональность минеральных фаций вторичных кварцитов и расширено представление об их промышленных возможностях.

В том же, 1946 г. состоялась защита диссертации К. Н. Озерова на тему «Корунд и андалузит во вторичных алюмокварцитах Казахстана». К. Н. Озеров назвал вторичные кварциты «вторичными алюмокварцитами» или сокращенно — «алюмокварцитами».

Несмотря на специальное название, диссертация по существу являлась работой общего характера на тему о природе и генезисе вторичных кварцитов. В ней К. Н. Озеров отстаивал свою старую контактовую

гипотезу, которую распространял на все типы вторичных кварцитов, в том числе и алунитовые.

Приблизительно начиная с 1946 г. число сторонников контактовой теории Озерова стало уменьшаться. С этого времени начинается публикация новых данных, подтверждающих новую гипотезу.

Так, в 1946—1947 гг. вышли две интересные работы, авторы которых почти одновременно и независимо друг от друга применили термин «вторичные кварциты» к окварцованным породам молодых вулканических районов СССР. В 1946 г. появилась работа Г. М. Власова о задачах геологических исследований на Камчатке. Автор указывает, что работами последних лет установлена на Камчатке среди верхнетретичных эффузивов огромная «сероносная зона» длиной 150 км, в которой, подобно Японской вулканической серной зоне, имеются крупные месторождения серы и громадные площади гидротермально-измененных, пиритизированных кислых лав и туфов — «вторичных кварцитов», состоящих из кварца, опала, каолинита и алунита.

Второй работой о новом районе вторичных кварцитов была статья Г. Л. Пиотровского (1947) об алуните из алунитового месторождения вулканической цепи — Береговского Холмогорья в Закарпатье. Автор называет здесь вторичными кварцитами измененные послевулканическими процессами окварцованные и алунитизированные третичные липариты и их туфы. При микроскопическом изучении они оказались тождественными алунитовым вторичным кварцитам Центрального Казахстана.

В конце 1946 г. появилась небольшая заметка А. П. Егорова, разъясняющая, почему геологи Казахстана не приняли термина «казахиты», предложенного С. Ф. Машковцевым. А. П. Егоров предложил для обозначения вторичных кварцитов термин «казахтас» (казахский камень). Предложение его вскоре было также забыто.

В 1948 г. появилась интересная статья К. С. Газизовой с сообщением результатов продолжительного геолого-структурного изучения Коунрадского месторождения (Газизова, 1948, стр. 3). Она привела новые данные, полученные за последние годы, в результате глубокого вскрытия рудного тела эксплуатационным карьером. По Газизовой, кислые лавы («фельзиты кольцевой дайки», по Русакову), превращенные в андалузито-серицитовые вторичные кварциты (окружающие серицитизированный, меденосный интрузивный шток), являются не кровлей штока, как полагали Наковник и Машковцев, а верхами мощной кольцевой дайки, прорвавшей шток и давшей мощные излияния кислых лав¹. Образование вторичных кварцитов и металлического оруденения обязано послемагматической деятельности — действию газотерм после излияния лав.

Таким образом, Газизова с помощью Русакова возродила его старую концепцию кольцевой дайки, но придала ей вид жерловины и вложила новое содержание: эпитермальные фумарольно-сульфатарные процессы.

В 1949 и 1950 гг. стали известны статьи С. П. Соловьева о молодых экструзивах Сихотэ-Алиня, где широко распространены кислые лавы и туфы. Соловьев отмечает: «В гидротермально-метасоматически измененных вулканических породах (кислых — Н. Н.) встречены андалузит, каолинит и некоторые другие минералы, что ставит перед последующими исследователями ряд новых задач. Практика исследования подобных преобразованных (часто в большей или меньшей степени окварцованных) эффузивных пород в других районах Советского Союза, в частности в Казахстане, и за пределами СССР свидетельствует о воз-

¹ К. С. Газизова наблюдала включения обломков гранодиорит-порфиров штока в лаве — мы наблюдали обратные явления (Наковник, 1937, фиг. 5 и табл. XXIII).

возможности встречи в районе распространения упомянутых пород ряда иных минералов, например алунита, дюмортьерита, корунда, лазулита и других» (Соловьев, 1950).

В 1951 г. опубликована работа В. П. Логинова о вторичных кварцитах — алюмосилицитах Кабанского колчеданного месторождения на Урале, о которых он сообщал в печати в 1944 г. Большую часть труда В. П. Логинов посвятил минералам вторичных кварцитов, их взаимоотношениям, условиям образования, парагенезису, а также «закономерностям пространственного размещения» последних. Особенностью работы является анализ минеральных парагенезисов на основе минералогического правила фаз¹, что иллюстрировано малонаглядной треугольной диаграммой для части минерального комплекса: кварца, диаспора, пирофиллита, топаза, флюорита и апатита. В. П. Логинов уделил много внимания зарубежным примерам, но мало — хорошо описанным отечественным, привел некоторые спорные выводы, например относительно инертности Са, Al_2O_3 , исключения из числа компонентов H_2O , SO_3 и MgO , «неудачного применения» термина «вторичный кварцит» к высокоглиноземным породам (корундовым, андалузитовым, алунитовым) и т. п.

Логинов ввел новый, сборный («родовой») химический термин «алюмосилициты» или «алюмокремниты», а старый — «вторичные кварциты» оставил в качестве видового названия для тех вторичных кварцитов, в которых содержание кварца составляет 75% и более. Термины, введенные В. П. Логиновым, не получили распространения.

В 1953 г. появилось сообщение Логинова и Николаевой о первой находке алунита на Среднем Урале. Алунит и алунитовые вторичные кварциты² были обнаружены Логиновым летом 1948 г. в Кушновском участке Висимского района Свердловской области среди кварц-серицитовых сланцев, образовавшихся из эффузивных альбитофиров. В кварцитах установлена такая ассоциация: кварц, алунит (с содержанием до 40%), серицит и рутил. В заключение Логинов говорит, что «данные показывают, что алунит в зеленокаменной полосе Среднего Урала встречается в такой геологической обстановке, как и в большинстве других его месторождений Казахстана и других древних вулканических областей» (Логинов, Николаева, 1953).

Начало 1954 г. ознаменовалось в истории отечественной геологической науки выходом в свет крупного труда «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». В этой работе Д. С. Коржинский поместил большую статью «Очерк метасоматических процессов», в которой вторичным кварцитам было посвящено около четырех страниц.

В исторической главе указанного труда «Развитие учения о рудных месторождениях за годы Советской власти» (Ф. И. Вольфсон) ничего не сказано ни об изучении в СССР околорудных изменений, ни о достижениях в этой области, например об открытиях и о выдвигании советскими геологами вторичных кварцитов как особого комплекса метасоматических рудовмещающих пород и т. п.

Д. С. Коржинский в своей статье отнес вторичные кварциты к продуктам «приконтактового выщелачивания» — «постмагматическим процессам кислотной стадии, так или иначе приуроченным к контактовой зоне массивов магматических пород, в особенности к кровле, апофизам и куполам массивов» (стр. 415)³. Он находит, что в «простой», идеализированной схеме «приконтактового выщелачивания» образование вто-

¹ Такая попытка была сделана С. Ф. Машковцевым в 1934 г. для минералов вторичных кварцитов Коунрада (Машковцев, 1934)

² Очень характерно, что В. П. Логинов в статье применяет старый термин «вторичные кварциты», а не свой — «алюмосилициты».

³ Здесь и далее мы указываем страницы и ссылки только на 2-е издание.

ричных кварцитов наиболее приближается к случаю отсутствия грубых трещин — равномерного просачивания восходящих магматических растворов «через породы активного массива и затем через породы кровли», где «зона наибольшего выщелачивания часто следует вдоль контакта интрузии» (стр. 417)¹. Сюда же он относит и грейзены, но если «типичные вторичные кварциты» образуются только в субвулканических условиях, то «грейзены — в условиях средних глубин» (стр. 428).

В общем вторичные кварциты, по Коржинскому, это своеобразные грейзены или почти грейзены: «месторождения вторичных кварцитов могут рассматриваться, как аналоги месторождений грейзенов, образовавшиеся в близповерхностных условиях» (стр. 421) — в вулканических комплексах. В отношении этих условий, т. е. глубины образования, Д. С. Коржинский выделяет две фации². «В несколько более глубоких субвулканических условиях выщелачивание развивается вдоль контактов субвулканических интрузий гранитоидов и их порфировых разновидностей». Выщелачиванию «подвергаются как краевые части этих интрузий, так и вмещающие породы, преимущественно туфы и отчасти покровы пород кислого и реже среднего состава», в результате чего образуются «мощные зоны плотных устойчивых пород, преимущественно кварц-серицитового состава, которые в русской литературе принято называть «вторичными кварцитами» (стр. 420).

Второй тип образований — вторая фация, по Коржинскому «сульфатарная фация», описывается «для некоторых районов третичной вулканической деятельности»³. Измененные породы этой фации сильно пористы и в составе их преобладают минералы глин, причем не только диксит, но и каолинит, минералы группы бейделлит — монтмориллонит и даже аморфные — типа аллофана и галлуазита. Хотя в этих породах автор «Очерка» и указывает на широкое распространение алунита, но подчеркивает, что изменение в целом принято называть «аргиллизацией». «Таким образом, вторичным кварцитам, как метасоматическим породам субвулканической фации, — говорит Д. С. Коржинский, — можно противопоставить аргиллизированные породы собственно вулканической фации, хотя, конечно, между ними возможны переходы»⁴. Далее он заключает, что «для вторичных кварцитов типа казахстанских специфические особенности сульфатарной аргиллизации не характерны, связь же с контактами субвулканических интрузий в большинстве случаев достаточно резка» (стр. 480).

Хотя во второй части раздела (стр. 421—423) Д. С. Коржинский и упоминает о наличии в составе вторичных кварцитов алунита среди прочих минералов и кварц-алунитовых пород среди «заметных пород», но в основном подчеркивает преимущественно кварц-серицитовый состав вторичных кварцитов. Все это свидетельствует о том, что вопреки фактическим данным многолетней работы казахстанских геологов (Наковник, 1947) роль алунита в составе вторичных кварцитов уменьшается. Вероятно, не случайно в «Очерке» перечисление метасоматических зон вторичных кварцитов (стр. 422) начинается с кварц-серицитовой фации и кончается кварц-андалузитовой и кварцевой, а прочие зоны-фации не указаны.

Таким образом, по прочтении «Очерка» создается впечатление, что «типичные кварциты» Казахстана и других районов — это кварц-серицитовые и кварц-андалузитовые породы, а другие, например алунитовые

¹ Это очень идеализированная схема — в действительности совсем не так (Н. Н.).

² Грейзены — третья фация, более глубокая.

³ Измененные породы «сульфатарной фации» в обычном понимании описывались не только для третичной вулканической деятельности, но и для палеозойской, мезозойской, четвертичной и современных вулканов в особенности.

⁴ Дано неправильное освещение комплексу измененных пород «сульфатарной фации». Сульфатарное изменение в целом не называют аргиллизацией, так как глинистые минералы не являются решающим признаком изменения (Наковник, 1957).

вторичные кварциты, более широко распространенные, чем андалузитовые, и затем диккитовые, пирофиллитовые, диаспоровые, не типичны для Казахстана и к комплексу вторичных кварцитов не относятся.

Для восстановления истинного представления о вторичных кварцитах и сольфатарном изменении автором была опубликована статья (Наковник, 1956), в которой критиковались высказывания Д. С. Коржинского в «Очерке».

В 1954 г. вышел сборник «Околорудные изменения пород и их поисковое значение», составленный коллективом геологов ВСЕГЕИ еще в 1948 г. В этом труде помещена статья о вторичных кварцитах, в которой впервые опубликована сводная карта распространения массивов (около 300) этих пород в Казахстане (Наковник, 1954). Приведена также и карта распространения эффузивов с их рудными и алунистыми месторождениями и окварцованными породами типа вторичных кварцитов в Карпатской тектонической дуге.

В 1955 г. появилась книга Ю. А. Билибина о металлогенических провинциях и эпохах, в которой автор отнес комплекс месторождений вторичных кварцитов к низкотемпературным — близповерхностным месторождениям. Однако далее он указывает, что процессы, ведущие к концентрации высокоглиноземных минералов вторичных кварцитов, по существующим воззрениям изменяются от высокотемпературных, контактово-метасоматических (корундо-андалузитовые породы) через пневматолитовые до гидротермальных и фумарольно-сольфатарных (алунитовые и каолинитовые вторичные кварциты).

С 1955 г. начинается, по свидетельству М. П. Русакова, «широкая геологопоисковая и поисково-разведочная экспансия на меднопорфировые руды в Центральном Казахстане и систематическая ревизия вторичных кварцитов, со структурным и металлометрическим изучением массивов этих пород» (Русаков, 1957а). В осуществление указанной «экспансии» были доразведаны «меднопорфировые» месторождения Каинды-чеку, Кара-чеку, Тологой, Сокуркой, Карабас и даже Коунрад¹. Разведкой установлено на первом и третьем месторождениях промышленное оруденение, а на последнем при бурении на глубину до 400 м обнаружено продолжение промышленных медных руд глубже известных ранее горизонтов.

В том же, 1955 г. появилось сообщение В. Т. Матвеевко и Е. А. Соколовой о первых находках в 1949 г. вторичных кварцитов («алюмосилицитов») на побережье Охотского моря. А. А. Баранцевичем обнаружены вторичные кварциты на южном берегу Матыклейского залива среди развала измененных гранодиоритов. Изученная порода оказалась лазулитомусковитом-рутило-андалузитовой породой из комплекса вторичных кварцитов. На п-ове Кони (речка Слюда, вблизи г. Магадана) среди измененных туфов андезита юрского возраста найдены андалузитовые кварциты с диаспором, алунином, мусковитом, топазом, рутилом и турмалином. В. Т. Матвеевко и Е. А. Соколова ставят вопрос о необходимости проведения на побережье Охотского моря обширных поисков пород типа вторичных кварцитов.

С 1955 г. становятся известными результаты многолетней работы большого коллектива геологов (Г. М. Власова, В. В. Бочкарева, В. М. Никольского, А. К. Маркина, Р. Е. Остроумова, А. П. Массерова, Ю. В. Жегалова и др.), начатой еще в 1946 г., по изучению геологии Курило-Камчатского вулканического пояса, особенно его вулканов, серных месторождений, рудопроявлений и связанных с ними гидротермально-измененных пород, в том числе и вторичных кварцитов. Так, в конце 1955 г. Г. М. Власов доложил¹, что «в результате продол-

¹ Доклад Г. М. Власова в ноябре 1955 г. во Всесоюзном минералогическом обществе и во ВСЕГЕИ.

жительного изучения метасоматических серных месторождений вулканического пояса Курильских островов и Камчатки установлены многочисленные «громadных размеров» массивы измененных горячими сернокислыми растворами кислых вулканических пород сольфатарной фации». Массивы эти залегают в эродированных неогеновых вулканах и обнаруживают четкую зональность. Внутреннюю фацию, «непосредственно прилегающую к путям движения газотерм, занимают оригинальные серные кварциты и кварциты с сульфидами, далее — алунитизированные породы и во внешней зоне пропилитизированные»¹. Массивы этих неогеновых или, как их называли на Камчатке, «молодых» вторичных кварцитов являются, по выражению Г. М. Власова, «наглядной лабораторией формирования вторичных кварцитов в других более древних вулканических областях». Весьма интересным фактом оказалось полное сходство под микроскопом окварцованных и алунитизированных пород — алунитовых кварцитов, часто несущих серу, а также диаспоровых кварцитов, с алунитовыми вторичными кварцитами Казахстана.

В связи с признанием идентичности измененных пород Камчатки с вторичными кварцитами Казахстана нельзя обойти молчанием интересную статью В. Ф. Попкова (1948 г.) о серно-алунитовом месторождении потухшего вулкана Зимина на Камчатке «Лавы у Желтого ледника Зиминной сопки». Статья интересна тем, что впервые в отечественной литературе публиковалось более или менее подробное описание алунитового месторождения, образовавшегося в сольфатарную стадию четвертичного вулканизма, — месторождения, минералогически идентичного массивам «молодых» вторичных кварцитов, с той лишь разницей, что в последних опал и «опалолиты» едва ли не в большей части перешли в кварц — кварциты. Таким образом перебрасывался мост с одной стороны между вторичными кварцитами, а с другой — осерненными, опалитизированными, алунитизированными и каолинизированными экстрезивами, отмечаемыми большинством геологов, описывавших современные действующие вулканы.

В 1958 г. выходит серия статей Г. М. Власова и М. М. Василевского, касающихся вулканогенных отложений серы, ртутных рудопроявлений, окolorудных изменений и зональности последних. Авторы сообщают об открытии в «молодых» неогеновых вторичных кварцитах Камчатки диаспоровых пород и зунита и подтверждают полную аналогию в зональном их расположении с зональностью, подмеченной в «древних» вторичных кварцитах Казахстана. Поскольку во вторичных кварцитах Камчатки самой внутренней фацией являются серные кварциты, Власов делает предположение о возможности нахождения во вторичных кварцитах Казахстана кварцевой фации, когда-то содержавшей серу (Власов, 1958а).

В результате специального изучения в 1956—1957 гг. сольфатарно-измененных пород около ртутных рудопроявлений на Камчатке М. М. Василевский публикует в 1958 г. полный разрез их вертикальной зональности от слабо измененных на глубине — пропилитизированных пород, через гидротермально-аргиллизированные и, наконец, через минеральные фации комплекса вторичных кварцитов (Василевский, 1958; Власов, Василевский, 1958б). Эти фактические данные по вертикальной зональности появились у нас в СССР едва ли не в первый раз, а данные по гидротермальной аргиллизации — только в третий раз. Они явились существенным вкладом в понимание химизма исходных газогидротерм, действующих при затухании вулканических процессов, и

¹ Полная аналогия с измененными породами вулканических месторождений серы на Японских островах, описанных Като (Такео Като, 1940 г.) в кальдерах потухших вулканов.

ценным вкладом в понимание генетической связи аргиллизированных пород с вторичными кварцитами и пропилитами. Нужно отметить, что большинство геологов Закарпатья в своих работах игнорировали генетический комплекс вторичных кварцитов. Только в конце 1958 г. М. Ю. Фишкин опубликовал статью о вертикальной зональности сольфатарно-измененных пород на примере Закарпатья с применением к измененным породам термина «вторичные кварциты».

Последней интересной статьей в 1958 г. была статья Г. М. Власова, М. М. Василевского и Ю. В. Жегалова (1958в) о геологии и генезисе ртутных рудопроявлений на Камчатке. Статья начинается указанием на то, что «большинство известных на Камчатке ртутных рудопроявлений находится в так называемой неогеновой зоне вторичных кварцитов», прослеженной более чем на 800 км и переходящей к северо-востоку в Корякское нагорье. Авторы отмечают следующие типы вторичных кварцитов: «монокварциты, каолинитовые, серицитовые, алуни-товые, диаспоровые, алуниново-зуниитовые, серные». Гидротермально-измененные породы, в том числе и вторичные кварциты, вытянуты в сводовой части антиклинория вдоль глубинного разлома, обозначенного линией термальных источников и цепью плиоценовых вулканов.

В заключение обзора современной литературы о вторичных кварцитах Северо-Востока СССР надо отметить работу С. И. Набоко (1958а). Это первая в СССР статья по изучению на примере Камчатки гидротермальных изменений в зонах активного вулканизма: у fumarol, сольфатар и термальных источников. В статье Набоко рассматриваются вопросы, изложенные в работе Б. И. Пийпа (1937) о термальных ключах Камчатки. Статья является как бы дополнением к работам зарубежных геологов 1930 г. по изменению пород у fumarol, гейзеров, горячих источников: Эммонса и Ларсена (Emmons and Larsen, 1913) по Колорадо, Дэй и Аллена (A. L. Day and E. T. Allen, 1925) по Лассен Пик и Йеллоустонскому национальному парку (1933 и 1935 гг.), Феннера (C. N. Fenner, 1936) по Йеллоустонскому парку, Андерсона (Ch. Anderson, 1935) по Вулканическому национальному парку Лассен и, наконец, Шиплея (Schiple, 1920) по долине «Десяти тысяч дымов» на Аляске. В заключение Набоко подчеркивает, что процессы изменения пород в районах современных сольфатар проливают свет на образование вторичных кварцитов и что противопоставление (разделение по глубинности) аргиллизированных пород вторичным кварцитам, как это делает Д. С. Коржинский (1955), неправильно потому, что опализированные, алунизированные и аргиллизированные породы тесно связаны между собой.

В период 1956—1959 гг. крупнейшим событием является официальное признание Казахстанским совещанием несостоятельности контакто-метаморфической гипотезы генезиса вторичных кварцитов и признание геологами вулканической—фумарольно-сольфатарной гипотезы. Второе крупное событие—это признание китайскими геологами (C. Y. Hsieh, 1956) формации вторичных кварцитов и применение этого термина к аналогичным породам на территории КНР. За этот период опубликовано 48 работ, прямо или косвенно касающихся вторичных кварцитов.

К периоду 1956—1959 гг. относятся следующие события.

1. В конце 1956 г. выходит большая статья о вторичных кварцитах одного из старейших геологов Казахстана—стратиграфа В. Ф. Беспалова, который с 1949 г. занимается в Центральном Казахстане поисками и разведкой металлических руд, изучением вторичных кварцитов, гидротермально-измененных пород вообще и вопросами рудообразования. Статья появилась под оригинальным названием «Гидротермально-измененные породы Джунгаро-Балхашской геологической провинции». Автор этой статьи—прежде горячий сторонник контактовой «теории»

генезиса вторичных кварцитов — принимает «вулканическую» гипотезу Н. И. Наковника. Несмотря на высказанные в 1949—1953 гг. прогнозы открытия крупных металлорудных месторождений в массивах вторичных кварцитов, названных «массивами гидротермально-измененных пород», Беспалов не обнаружил реальных промышленных месторождений. В этой статье В. Ф. Беспалов искажил историю изучения вторичных кварцитов и современное представление об этих породах и показал полное непонимание идей генетического комплекса вторичных кварцитов.

2. В начале 1957 г. появляются две статьи М. П. Русакова. В первой он сообщает об открытии меднопорфирового месторождения Жеке-Жуван в Северном Прибалхашье с очень слабо выраженным на поверхности медным оруденением. Во второй выдвигает как промышленный объект корундовое месторождение Шешень-Кара¹, во вторичных кварцитах Северо-Западного Прибалхашья, полагая, что «корунд на Семиз-Бугу уже выработан» (Русаков, 1957, стр. 86).

3. В 1957 г. стало известно, что на «истощенном» Семиз-Бугу открыта новая корундовая россыпь, скрытая под наносами на глубине 25—35 м. Летом 1957 г. Центрально-Казахстанское геологическое управление провело разведочные работы с бурением. Автор должен был в специальной статье о Семиз-Бугу напомнить решения Московского совещания 1944 г. и настоять на основательной доразведке и монографическом изучении этого месторождения, рассчитывая на «выявление новых корундовых рудных тел» (Наковник, 1958а, стр. 42).

4. В 1957 г. выходит книга К. С. Газизовой «Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад» — третья по счету большая специальная работа о Коунраде. Содержание не совсем отвечает заголовку, потому что примерно половина материала посвящена рудным минералам. В книге суммированы результаты изучения и доразведки месторождения за последние 15 лет. В ней вновь К. С. Газизова повторяет геолого-структурную концепцию вулканической дайки — жерловины, сообщает некоторые новые данные о рудных минералах и результатах глубокой доразведки в 1955—1957 гг. и, подобно ранней работе 1948 г., совершенно не касается андалузитового оруденения и его генезиса.

5. Осенью 1958 г. становится известным открытие в Северном Прибалхашье дюмортьерито-корундо-андалузитового месторождения Жанет в полосе вторичных кварцитов, у вулканического некка риолитовых порфиров — полосе, пропущенной всеми прежними ревизиями и геологическими съемками ГРО Прибалхаштотра вследствие внешней нетипичности вторичных кварцитов месторождения Жанет. В результате изучения во ВСЕГЕИ (под руководством автора) каменного материала оказалось, что новое месторождение по своим геолого-структурным, петрографическим и минералогическим чертам является уникальным. На нем установлены такие новые данные, как контактовая неметаморфизованность ксенолита — блока корундо-алунитоносных вторичных кварцитов, попавших в гранитную интрузию, как ясные взаимоотношения «ведущих» минералов, как широкое распространение красновато-плеохронного «рубинового» корунда и пр. (Донских, Наковник и Петрова, 1959). Впервые стало ясно, что наряду с последовательностью корунд → серицит + андалузит → серицит, существует и обратная последовательность: серицит → андалузит и серицит → корунд, отвечающая начальной стадии формирования вторичных кварцитов — повышению кислотности растворов.

¹ Месторождение Шешень-Кара выдвигалось автором в 1940 г. как промышленно интересный корундо-андалузитоносный массив (Наковник, 1940).

6. В это же время в «Известиях АН Казахской ССР» появляется сообщение об открытии М. П. Русаковым и Г. М. Фремдом остатков двух древних (пермских) вулканов и приуроченных к ним полей вторичных кварцитов алунито-агальматолитового типа. Сообщение сопровождалось подробным описанием морфологии и структуры вулканических аппаратов и описанием окварцованных пород.

7. Летом 1958 г. Центральный Казахстан посещает Д. С. Коржинский и впервые знакомится с массивами вторичных кварцитов. В отчете о поездке он применил к ним схему вертикальной зональности из трех зон: нижней — с нарастающим выщелачиванием, средней — с максимальным выщелачиванием и развитием монокварцитов и верхней — с отложением выщелоченных снизу компонентов. Специальное совещание сочло эту схему недостаточно подкрепленной фактами (Русakov, Чолпанкулов, 1959).

8. В конце 1958 г. при АН Казахской ССР состоялось совещание по проблеме геолого-экономического освоения вторичных кварцитов Казахстана, созванное по инициативе Центрально-Казахстанского геологического управления и Института геологических наук АН Казахской ССР (Русakov и Чолпанкулов, 1959). В совещании участвовали геологи Южно-Казахстанского и Центрально-Казахстанского геологических управлений, Каз.ИМС Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР, Казахского горнометаллургического института и Казахского государственного университета. На совещании было заслушано 15 выступлений и в числе их два обобщающих доклада: Н. И. Наковника и М. П. Русакова. В докладе Н. И. Наковника критиковались идеи В. Ф. Беспалова, указывалось место вторичных кварцитов среди метаморфических пород, и разъяснялись принципы отличия их от сходных по составу образований. В своем докладе Н. И. Наковник еще раз предлагал провести детальную разведку Семиз-Бугу.

В докладе М. П. Русакова был обобщен большой материал по изучению меднопорфировых месторождений Казахстана и вторичных кварцитов и сделан критический разбор представлений Д. С. Коржинского о вертикальной зональности в массивах вторичных кварцитов.

Весьма интересно, что на совещании была выдвинута (геологом Цаплиным) гипотеза экзогенного образования вторичных кварцитов, которая была всеми решительно отвергнута.

Совещание признало достоверной гипотезу генезиса вторичных кварцитов в связи с послемагматической деятельностью экструзивного вулканизма и приповерхностных («субвулканических») интрузий и сочло несостоятельной контактово-метаморфическую гипотезу К. Н. Озерова. Совещание признало также актуальной задачей детальное изучение корундовых месторождений Семиз-Бугу и Шешень-Кара, усиление разведочных работ на вторичных кварцитах Центрального Казахстана, а также ревизию их и поиски, особенно на необследованных массивах (Русakov, Чолпанкулов, 1959).

9. К открытию этого совещания вышла из печати большая статья М. П. Русакова и Г. М. Фремда (19586) о вторичных кварцитах Казахстана, их составе, локализации, генезисе и рудоносности. Статья представляла не только своего рода информацию о ревизии вторичных кварцитов за последние четыре года, но и подводила итоги 30-летнего изучения, давала критическую оценку современных взглядов и сообщала идейные программные установки для дальнейшего исследования. Наиболее интересным в статье оказалось признание окончательного краха контактовой «теории» Озерова о генезисе вторичных кварцитов. «Не подлежит сомнению, — писали авторы (стр. 73), — что контактово-метаморфическая гипотеза формирования вторичных кварцитов Озерова, ставившая в один ряд вторичные кварциты и контактовые роговики, давно отжила свой век и не приложима к вторичным кварцитам».

Вторым интересным моментом в статье Русакова и Фремда явилось признание того, что «... нет никаких оснований и доводов оспаривать самостоятельное существование и значение формации вторичных кварцитов во всем разнообразии их минеральных типов» (стр. 68).

Авторы данной статьи выступили против идей В. Ф. Беспалова (1956а), который стремился ликвидировать термин «вторичные кварциты» в современном понимании. «Став на точку зрения Беспалова, — писали авторы, — нам пришлось бы исключить из списка вторичных кварцитов все без исключения массивы их в Центральном Казахстане, в том числе такие, как медно-серицито-андалузитовый Коунрад, диаспороносный массив Қаргалы, корундоносные массивы Семиз-Бугу и Шешень-Қара и ряд других и именовать их массивами гидротермально-измененных пород, лишив их тем самым индивидуальности, связанной с представлениями о термине «массив вторичных кварцитов».

Крайне интересно, что, приняв формацию вторичных кварцитов за своеобразный генетический комплекс тесно связанных минеральных типов — фаций, Русаков и Фремд здесь же причислили к ней окварцованные породы, не относящиеся к вторичным кварцитам: «регенерированные осадочно-метаморфные яшмо-кварциты в горах Еремень-тау», «огромные поля вторичных кварцитов Жилан на месте и за счет силурийских известняков» и т. п. И уже совсем на нет свели своеобразие комплекса, причислив к нему около 50 рудных месторождений (стр. 71), не имеющих с вторичными кварцитами ничего общего, кроме проявления кварцевой или кварц-серицитово-фаций, характерных и для других формаций околорудных метасоматических пород: грейzenов и пропилитов (Наковник, 1959а).

Русаков и Фремд уделили в статье много места вопросу генезиса вторичных кварцитов, затронув представления Д. С. Коржинского и Н. И. Наковника. Несколько изменив высказывания Коржинского, авторы заявили, что «принимают в принципе точку зрения Коржинского» потому, что она «в какой-то мере корректирует заметно преувеличенную, в своем роде монополярную, сольфатарную гипотезу Н. И. Наковника» (стр. 75). Русаков и Фремд высказали и свою точку зрения на генезис вторичных кварцитов. Это в значительной степени эклектическая точка зрения, потому что в ней совмещены и элементы «пульсационной» теории С. С. Смирнова, и «субвулканически-приконтактовой» Д. С. Коржинского, и нашей «вулканической», и даже «штокверково-экранирующей» В. Ф. Беспалова (стр. 77). Однако стержнем ее является фактор глубинных разломов и дизъюнктивных нарушений. «Процесс гидротермальной переработки пород и превращения их во вторичные кварциты, — пишут Русаков и Фремд (стр. 76), — осуществлялся, очевидно, как в связи с фумарольно-сульфатарной деятельностью вулканических центров, так и в связи с циркуляцией на известной глубине флюидов по наметившимся глубинным и локальным разломам, в связи с теми или иными интрузиями. Разломы играли особенно важную роль для многих массивов Центрального Казахстана». Здесь авторы старой (20-х годов) концепции М. П. Русакова, подновленной вулканами теории Н. И. Наковника и субвулканами концепции Д. С. Коржинского, не заметили противоречия между этими взглядами; Коржинский свою схему образования вторичных кварцитов рассматривает для случая отсутствия разломов, «когда восходящие послемагматические растворы равномерно просачиваются через породы».

Изучению вторичных кварцитов Кавказа с 1947 по 1959 г. посвящено около 20 работ, из них 7 под специальным названием. Почти все относятся к Малому Кавказу (Азербайджанская ССР, Армянская ССР, Южная Грузия). Эти работы касаются почти только старых, ранее выявленных месторождений: колчеданных — группы Чирагидзор-Таганалы, алунитового — Заглик и соседних с ним алунито-пирофил-

литового и пиррофиллитового типа, Кедабекского медного месторождения и др.

Характерной чертой работ о вторичных кварцитах Закавказья является причисление к этому комплексу образований, не имеющих с ними ничего общего (Керимов, Селимханов, 1957; Керимов, 1958).

Наиболее интересными и обстоятельными работами о вторичных кварцитах Малого Кавказа являются статьи В. И. Алиева о Чирагидзор-Таганалинском рудном поле (1957, 1958 и 1959). В них описаны главнейшие минералы вторичных кварцитов, их парагенезисы и минеральные типы и освещены вопросы зональности и генезиса. В. И. Алиев считает вторичные кварциты близповерхностными гидротермальными образованиями поздней вулканической стадии. Из статей В. И. Алиева мы узнаем о нахождении в комплексе вторичных кварцитов зунитовых и флюоритовых кварцитов, флюорито-зунитовых и топазо-зунитовых пород и, наконец, узнаем об открытии «Зунитовой» горы, состоящей из зунитовых кварцитов и почти чистых зунитовых пород — явление исключительное в области изучения вторичных кварцитов не только в СССР, но и за рубежом.

О вторичных кварцитах Грузии известна только одна работа Г. С. Дзодендзе (1958). В ней автор указал на ряд рудоносных полей вторичных кварцитов серицитового и каолинитового типов среди эоценовых вулканических пород Южной Грузии. Кроме того, он отнес к ним и Асканское месторождение бентонитов в Южной Грузии, где пласт аргиллизированных эоценовых трахитов залегает в окварцованных, серицитизированных, каолинизированных и пиритизированных породах. Все эти поля измененных пород и особенно последнее очень слабо изучены, но крайне интересны в отношении связи вторичных кварцитов с гидротермально-аргиллизированными породами. Г. С. Дзодендзе относит окварцованные породы к типу вторичных кварцитов и вместе с аргиллизированными породами считает продуктами гидротермального изменения, связанного с вулканическими очагами. Следует указать еще одну работу (Мачабели и др., 1959), о которой будет сказано подробнее в разделе о гидротермальной аргиллизации.

Что касается других областей СССР, в которых имеются или возможны поля вторичных кварцитов, то изучение этих пород вообще, а за последние десять лет в особенности, представляется, судя по опубликованной литературе, крайне слабым. Так, нам известны только две статьи по Тувинской АССР, одна по Рудному Алтаю и одна по Закарпатью.

Статья по Тувинской АССР Н. И. Рафиенко (1959) касается медно-молибденового месторождения прожилково-вкрапленного типа в катаклазированных гранитах, но в ней лишь упоминаются, но не описываются серицитовые вторичные кварциты. Другая статья — В. А. Еремеева (1957) — посвящена первому в Туве коренному месторождению агальматолита Сарых-Хая, в котором линзы диккитового агальматолита с диаспоритами залегают в окварцованных вулканических породах.

О вторичных кварцитах Рудного Алтая опубликована статья Т. В. Кировой (1959), которая является частью ее большой работы о метаморфизованных вулканических породах Бухтарминского района. Статья посвящена некоторым особенностям химического процесса образования вторичных кварцитов района Большой Кременюхи, в которых установлены серицитовые, пиррофиллитовые, алунитовые, топазовые и диаспоровые вторичные кварциты.

Следует упомянуть о большой работе Л. Н. Бельковой (1954, 1955) по изучению гидротермально-измененных пород Юго-Западного Алтая, которое она проводила в начале 50-х годов. Главная цель этой работы, как видно из двух статей, — доказать генетическую связь полей гидротермально-измененных вулканических пород не с позднейшими герцин-

скими интрузиями, а с вулканическими очагами девона. Весьма характерно, что, указывая на большие поля («толщи») окварцованных и пиритизированных пород, минерализованные хлоритом, эпидотом, серпичитом и даже пирофиллитом, алунином и диаспором, Л. Н. Белькова не применяет названий «пропилиты» или «вторичные кварциты» и никаких аналогий с подобными породами Казахстана или других областей не приводит. Однако несомненно, что три или даже четыре последних минеральных типа относятся к комплексу вторичных кварцитов, как их называли раньше в Рудном Алтае и как называют и теперь другие геологи. Белькова называет эти породы микрокварцитами и подчеркивает широкое развитие пирофиллита, в чем приходится сомневаться¹. Работа минералога Л. Н. Бельковой до некоторой степени напоминает известную статью В. Ф. Беспалова (1956а) о гидротермально-измененных породах Казахстана, в которой он смешал в один комплекс все формации околорудных метасоматических пород.

В начале 50-х годов А. С. Мельников (Уральский филиал АН СССР) проводил на Северном Урале ревизию рудопоявлений и связанных с ними гидротермально-измененных пород, в том числе и вторичных кварцитов. Он обследовал старые поля этих пород в б. Богословском горном округе, ряд полей к северу — в Ивдельском районе, ранее (в 30-х годах) обследованных Е. С. Молдавцевым, и ряд полей к югу. Мельников установил новые поля вторичных кварцитов и новые минеральные типы их для Северного Урала: зуниитовый и диаспоровый.

С 1957 г. Дальневосточное геологическое управление проводит под руководством Н. П. Саврасова большую тематическую работу по ревизии вторичных кварцитов бассейна нижнего Амура. Геологическая партия обследовала четыре поля вторичных кварцитов, в том числе и массив Белой горы, на которой впервые на территории Дальнего Востока были установлены вторичные кварциты (Наковник, 1944б). Все они залегают среди вулканических пород мезозоя, неогена и палеогена и, как сообщает геолог Ю. И. Никитин, совпадают на юго-западе с полосой древнечетвертичных вулканов Амура-Уссурийской депрессии. По р. Правому Ваюну установлен очень крупный массив вторичных кварцитов (около 100 км), в котором обнаружены такие минеральные типы, как монокварциты, корундо-андалузитовые, диаспоровые, алуниновые, диккитовые, серпичитовые и турмалиновые. Одновременно стало известно и об открытии андалузита в шлихах около массивов молодых вторичных кварцитов Камчатки².

Открытие корундо-андалузитовой минерализации в молодых вторичных кварцитах, генетически связанных с вулканическими процессами палеогенового, неогенового и четвертичного периодов, является большой новостью потому, что отсутствие в них андалузита и корунда служило до последнего времени основанием рассматривать вторичные кварциты молодых вулканических районов как образования, не совсем аналогичные вторичным кварцитам Казахстана. Образования молодых

¹ Хотя совокупность приведенных Л. Н. Бельковой аналитических данных: термических, оптических, рентгенометрических и химических как будто и подтверждает пирофиллит, но подтверждает только для чистых образцов, для которых сделаны химические анализы. Широкое же распространение рассеянного пирофиллита в окварцованных породах ничем не доказано. Более того, Л. Н. Белькова пользовалась для рентгенометрического подтверждения своего пирофиллита эталоном пирофиллита с Березовского месторождения, который является тонкой смесью — прорастанием двух минералов, различных по оптическому знаку, двупреломлению и химическому составу, что установлено в 1952 г. Е. К. Лазаренко, на что указывал еще Ф. Д. Левинсон-Лессинг в 1895 г.

² В статье 1961 г. («Геохимия», № 7) Власов и Василевский сообщают уже об открытии в неогеновой зоне Срединного Камчатского хребта андалузитовых кварцитов, ассоциирующихся с диаспоровыми.

вулканических районов относили к самой верхней зоне действия послевулканических газогидротерм, которую Д. С. Коржинский (1955) называет зоной «сульфатарной аргиллизации».

В 1958—1959 гг. опубликованы следующие работы:

1. Доклад Г. М. Власова, М. М. Василевского (1959а) о генезисе вторичных кварцитов и взаимоотношениях их с пропилитами в Среднем Камчатском хребте. Авторы выделили «прогрессирующий сернокислотный ряд вторичных кварцитов», формирующийся из глубины вверх, и «регрессирующий» — при движении растворов в стороны от трещин в верхней зоне.

2. Статья К. С. Зубриллиной (1958 г.) «К петрографии алунитовых кварцитов Каржан-тау». Наибольшее внимание в ней уделено минералого-химической характеристике алунитовых пород и их сравнению с алунистыми породами Загликского месторождения в Закавказье.

3. Статья М. П. Русакова «О направлении поисково-разведочных работ на корунд в Центральном Казахстане» (1959), в которой, вопреки своему недавнему пессимистическому взгляду на перспективы Семиз-Бугу, он считает необходимым разведывать месторождение.

4. Статья Р. А. Мусина «О гидротермально-измененных породах месторождения Калмаккыр (Алмалык)» (1959), ранее относимого к типу вторичных кварцитов. Автор после тщательного минералого-петрографического изучения этого крупнейшего меднопорфирового месторождения пришел к правильному выводу, что оно относится к пропилитовому типу.

5. Заметка Э. Е. Лазаренко о новых минералогических находках в метасоматических породах Закарпатье. В заметке говорится о нахождении в породах типа вторичных кварцитов дюмортьерита в ассоциации с алунином, серицитом, «каолинитом» и марказитом.

6. Статья А. Н. Нурлыбаева и В. К. Монича (1959) об открытии в Северо-Западном Прибалхашье нового месторождения дюмортьерита Уш-тобе в окварцованных гранитах. Авторы отнесли его к типу вторичных кварцитов, имея на то мало оснований: ассоциацию из кварца + серицит + дюмортьерит. Карбоновые кислые лавы, прикрывающие граниты, авторы считают как доказательство вулканического (сульфатарного) генезиса вторичных кварцитов.

В конце 1959 г. стало известно об открытии на Северо-Востоке СССР (на северном побережье Охотского моря) среди мезо-кайнозойских кислых экструзивных пород алунитового месторождения типа вторичных кварцитов, в котором в 1962 г. установлено золото-серебряное и ртутное рудопроявления¹.

В заключение обзора необходимо показать, какое значение при-давали и какое место отводили этим широко распространенным рудоносным породам авторы учебных пособий по петрографии, полезным ископаемым и поисково-разведочному делу. Рассмотрим лишь главнейшие, по которым учились и учатся советские геологи, и увидим, какие представления о вторичных кварцитах они получают.

Так, если в курсе общей петрографии Ф. Ю. Левинсон-Лессинга почти нет ничего о вторичных кварцитах, то в 6-м издании курса «Петрографии» В. И. Лучицкого им отведено около одной страницы, на которой объективно обрисованы по нашим данным минеральный состав, рудоносность и химизм образования этих пород.

Если обратиться к учебному пособию «Петрография магматических и метаморфических пород» (Кузнецов, 1956), то увидим, что в этом пособии отражен старый «контактный» взгляд на генезис вто-

¹ Сообщение И. М. Сперанской (Северо-Восточное геологическое управление) и доклад Л. Н. Пляшкевич на конференции по околорудному метасоматозу 25/II—1/III 1963 г.

ричных кварцитов. Новые представления, публикующиеся с 1940 г., и данные специальных сводных работ по изучению вторичных кварцитов, опубликованные в 1947—1953 гг., совершенно не отражены в этом учебном пособии.

Е. А. Кузнецов неправильно рисует фактическую сторону геологии, петрографии, минералогии и рудоносности вторичных кварцитов. Он посвящает этим породам 23 строки, рассматривая их в разделе «Контактовый метаморфизм» под заголовком «Контактовое окварцевание».

«Контактовое окварцевание, — говорит Е. А. Кузнецов (стр. 347), — как совершенно особый случай контактового метаморфизма» широко распространен в Казахстане. Он выражается в пневматолитическом окварцевании как вмещающих пород, так и прилегающих частей интрузий, особенно их верхних (апикальных) частей. Получаются породы состава кварцитов или кварцевых роговиков, названные в Казахстане «вторичными кварцитами». «Развитие этих пород происходит благодаря выносу из гранитов (?! — Н. Н.) больших количеств кремнезема вместе с летучими компонентами. Окварцеванию подвергаются разные породы, но преимущественно сильно распространенные в Казахстане порфириды и порфиры. Большая часть их компонентов выносятся и заменяется кварцем. Удаляются большие количества магния и кальция, особенно много алюминия. Все это отлагается в других местах в зависимости от температурных условий».

Таковы эти и другие мало или совершенно необоснованные взгляды Кузнецова, против которых мы вынуждены были выступить со специальной критической статьей (Наковник, 1959б).

В учебном курсе «Месторождения полезных ископаемых» под редакцией П. М. Татарнинова и А. Г. Бетехтина, которым главным образом и руководствуются с 1938 г. студенты геологических вузов, вторичные кварциты упоминаются лишь в описательной части — в описании Семиз-Бугинского андалузито-корундового месторождения и «Медного Коунрада». В генетической же части, где рассматриваются общие вопросы рудообразования, о вторичных кварцитах ничего не сказано. Упоминаются лишь серицитизация боковых пород как характерная для мезотермальных месторождений и алунитизация — для эпитермальных месторождений.

В курсе «Месторождения полезных ископаемых», который представляет две самостоятельные книги, одновременно вышедшие в 1955 г.: «Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых», составленная П. М. Татарниновым, и «Рудные месторождения», составленная П. Г. Магакьяном, имеется краткая характеристика вторичных кварцитов только в первой книге. Породы эти указаны как продукты околорудных изменений кислых и средних эффузивов, характерные для среднетемпературных месторождений Cu, Au и полиметаллов.

В большом учебном курсе «Поиски и разведка полезных ископаемых» (Крейтер, 1940) вторичные кварциты упоминаются в главе «Поисковые геологические критерии» (раздел «Магматогенные критерии», подраздел «Гидротермально-измененные породы»). Автор уделяет вторичным кварцитам несколько строчек. Он характеризует их как измененные породы, с которыми «связаны многочисленные месторождения меди, корунда, андалузита и многих других полезных ископаемых».

В учебном руководстве «Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений» (В. И. Смирнов, 1954 г.) вторичные кварциты упоминаются среди других продуктов околорудных изменений под заголовком «Окварцованные породы» в разделе «Поисковые признаки». Вторичным кварцитам посвящено 12 строчек, и характеристика дана согласно нашим данным 1947—1953 гг.

Из обзора учебных пособий и руководств можно сделать вывод: вторичным кварцитам, как, впрочем, и другим формациям гидротермально-измененных пород — грейzenам, пропилитам и др., уделяется большее внимание в практических геологических дисциплинах, а не в теоретических, в которых они должны были бы рассматриваться с той же, если не большей, подробностью, с какой рассматриваются обычные горные породы.

Если внимательно проследить за геологической литературой последнего десятилетия, прямо или косвенно касающейся околорудных изменений и продуктов пневматолито-гидротермального метаморфизма, то создается впечатление, что только с 1946—1947 гг. со времени опубликования статей С. С. Смирнова начинает признаваться большое значение этих изменений и их продуктов.

Неудивительно, что у молодых советских геологов сложилось мнение, что старые русские геологи и горняки не понимали и не ценили значения околорудных изменений и что до 1946—1947 гг. не было в СССР работ на эту тему или они были малоценны¹.

В действительности дело обстоит иначе. Надо только вспомнить, что по русским березитам и лиственитам уральские горняки искали золото еще до Розе, описавшего их в 1837 г., и что русские термины «березит» и «лиственит» проникали в Западную Европу и США, где их ставили в заголовки специальных публикаций. Если не углубляться в очень старую литературу, из которой видно, что русские геологи давно подчеркивали важность изучения «изменения горнокаменных пород, примыкающих к рудным толщам», то из позднейшей литературы мы увидим статьи А. П. Карпинского (1875 г.), В. В. Никитина (1907 г.) и Б. П. Кротова (1915 г.) о березитах и лиственитах, монографию И. И. Гинзбурга о каолине и каолинизации и монографию Н. Н. Смирнова (1913 г.) о явлениях альбитизации. За период Советской власти до «призыва к изучению» вышло много работ, посвященных продуктам околорудных изменений и пневматолито-гидротермального метаморфизма вообще. Так, по скарнам опубликована большая монография А. Н. Заварицкого (1922 г.) и сводные работы П. П. Пилипенко (1939 г.), Д. С. Коржинского (1945 г.) и Ф. Н. Шахова (1947 г.); по серпентинитам — обобщающая статья В. Н. Лодочникова (1933 г.) и крупнейшая его монография (1936 г.), охватившая почти всю мировую литературу о серпентинитах, и работы П. М. Татаринова (1927—1936 гг.); по лиственитам — статьи Ш. А. Азизбекова и М. А. Кашкая (1939 г.), Ю. С. Соловьева (1947 г.); по березитам — статьи М. Б. Бородаевской (1938 и 1944 гг.); по пропилитам — работы З. В. Рупасовой (1938 г.) и Л. М. Афанасьева (1937 г.) и по вторичным кварцитам — сводные статьи М. П. Русакова (1925 г.) и Н. И. Наковника (1933, 1934а, б, 1938а, б, 1947), работы Е. С. Федорова и В. В. Никитина (1901 и 1903 гг.), монография Н. И. Наковника (1937) и статьи К. Н. Озерова, К. Н. Ерджанова, Н. П. Петрова, П. С. Маркова, К. И. Асташенко и др. В специальной статье (Наковник, 1938а) доказывалась необходимость широкого изучения околорудных изменений и даже чтения специального курса «Петрография рудосопровождающих пород». И еще в 1947 г. появилась известная работа Д. С. Коржинского о метасоматической зональности, осветившая одну из важнейших сторон околорудного метаморфизма.

¹ Это как будто подтверждает «Указатель геологических работ, опубликованных АН СССР за 200 лет (с 1728 по 1938 г.)» и обзор «Успехи петрографии в России» (Левинсон-Лессинг, 1922). Так, в первом отмечена всего одна работа о каолинизации, а во втором упомянуты одна работа об альбитизации, одна о змеевиках и книга И. И. Гинзбурга о каолинах, но она отнесена в главу «Осадочные породы» — к работам о глинах.

За годы Советской власти изучение комплекса вторичных кварцитов намного продвинулось вперед и охватило почти все вулканические области Союза ССР и даже опередило изучение некоторых других «старых» формаций. По грейзенам в СССР опубликовано до 1960 г. всего около 20 специальных работ и одна обобщающая, по скарнам 20 и 3 обобщающих, по формации же вторичных кварцитов вышло в свет с начала изучения их (с 1900 г.) 47 работ под специальным названием и 4 обобщающие — сводные, не считая 60 под иным названием, но посвященных вторичным кварцитам и их минералам.

Теперь кратко осветим изучение окварцованных пород типа вторичных кварцитов за рубежом. Такие породы стали внимательно изучаться и описываться там раньше, чем у нас. Эти ранние (с 1896 по 1920 г.) и нередко обстоятельные описания вошли в работы, посвященные геологии вулканических районов и месторождениям эпитермального типа (работы де Лоне, Бэдингтона, Лазаревича, Пильца, Кросса, Спенсера, Линдгрена, Эммонса, Ниттмэна, Рэнсома, Сперра, Батлера, Кнопфа и др.).

Труды перечисленных исследователей касаются природы осветленных окварцованных, иногда опализированных вулканических пород неогенового, палеогенового, четвертичного и мезозойского периода. Эти измененные породы минерализованы алунином, каолинитом, пирофиллитом, диаспором, серицитом, а на глубине обычно и пиритом. Авторы описаний рассматривают указанные породы как продукты послемагматических экструзивных — фумарольно-сульфатарных процессов или послемагматических интрузивных процессов малых глубин. Впрочем, некоторые авторы рассматривали месторождения таких пород как экзогенные.

Хотя в раннем периоде изучения и нет специальной работы, обобщающей все указанные типы окварцованных пород, однако из некоторых высказываний авторов можно заключить, что все они составляют общий комплекс взаимосвязанных кварцитовых образований одного и того же геологического процесса.

В 1913 г. появилось первое сообщение об открытии в окварцованных третичных лавах в районе полиметаллических месторождений Сан-Франциско в штате Юта гидротермального андалузита и андалузитовых кварцитов, тесно связанных с комплексом кварцитов, минерализованных алунином, диаспором, каолинитом и серицитом. Автор открытия и описания Батлер хотя и подчеркнул сугубо гидротермальный характер образования андалузита, но, отдавая дань прочно установившемуся взгляду на генезис этого минерала, все же отнес андалузитовые кварциты к контактово-гидротермальным образованиям.

В 20-х годах публикуется сообщение Пека об открытии в Уайт Маунтин (Калифорния) оригинальных андалузитовых пород среди андалузитовых кварцитов, оказавшихся при детальном исследовании Керра (1932 г.) окварцованными и андалузитизированными неогеновыми и палеогеновыми трахитовыми лавами, богатыми разнообразными минералами. Необычайность минерального состава андалузитовых пород Уайт Маунтин заключается, по данным Керра, в большом числе и тесной взаимосвязи следующих минералов: корунда, андалузита, диаспора, алунита, пирофиллита, мусковита, кварцита, рутила, пирита, тематита, ильменита, барита, топаза, турмалина и даже серы.

В 30-х годах в китайской и японской литературе появляются подробные описания алунитовых, агальматолитовых и серных месторождений эпитермального генезиса среди аналогичных вторичным кварцитам окварцованных кислых и средних вулканических пород кайнозой и мезозоя. Окварцованные породы минерализованы алунином, каолинитом, пирофиллитом, диаспором, а местами даже корундом, андалу-

зитом и серой (Айх, 1931 г.; Иошики, 1933; Киношито, 1938 г.; Ли, 1928 г.; Киносаки, 1934 г.; Такео Като, 1940 г. и др.).

В конце 30-х и начале 40-х годов опубликовываются работы о шведских медно-мышьяково-колчеданных месторождениях в отложениях докембрия, в которых описываются околорудные измененные породы типа вторичных кварцитов из кислых вулканических пород, характеризующиеся кварцем, андалузитом, корундом, диаспором, диккитом, рутилом, серицитом и турмалином (S. Gavelin, 1939; O. Oedman, 1938, 1941). В этих работах впервые упоминается термин «вторичные кварциты» со ссылками на статьи Н. И. Наковника и К. П. Озерова и впервые проводится сравнение околорудных пород, называемых в Швеции «рудными кварцитами», с вторичными кварцитами СССР.

В 1950 г. выходит интересная сводная работа Ивао (Iwao Shuichi, 1949). В ней описаны все главнейшие алунитовые месторождения, которые, как показал Ивао, залегают среди вулканических пород, образовались в фумарольно-сульфатарную стадию деятельности вулканов неогенового и палеогенового периода. Месторождения представлены почти теми же, что и в Казахстане, основными минеральными типами вторичных кварцитов: алунитовым, диккитовым, пиррофиллитовым, серицитовым и монокварцевым, в которых развиты все типичные минералы комплекса вплоть до зунита, андалузита, корунда и дюмортьерита.

В 1953 г. появляется сводная работа S. Nogi о ртутных месторождениях Японии, в которой в числе других минеральных типов гидротермальных околорудных изменений пропилитового комплекса указаны и минеральные типы вторичных кварцитов: алунитизированные, каолинизированные и пиррофиллитизированные окварцованные породы.

В 1956 г. была опубликована интересная статья одного из старейших китайских геологов С. Y. Hsieh о роли вулканических процессов в образовании месторождений полезных ископаемых. С. Y. Hsieh в своей статье обращает внимание китайских геологов на формацию вторичных кварцитов, выдвинутую советскими геологами, и принимает новый термин для аналогичных пород на территории Китая.

Примерно с начала 40-х годов в американской литературе появляются первые сообщения о гидротермальном «глинистом» изменении — «аргиллизации» — в связи с молодой (неогеновой и палеогеновой) вулканической деятельностью. Эта не замечавшаяся ранее или признававшаяся за продукт экзогенного изменения «аргиллитовая» фация формируется, как полагают авторы, под воздействием кислых и главным образом сернокислых растворов. Она состоит из многих глинистых минералов, отличается высокой пористостью и сопровождается другими типами изменений: почти всегда пропилитизацией, часто окварцеванием, серицитизацией, диккитизацией, алунитизацией, а иногда диаспоризацией. Аргиллизация развивается у рудных жил или вне их, но в обоих случаях перед зоной пропилитизации и после зоны окварцевания и серицитизации, или же после зоны окварцевания и алунитизации, если таковые проявлены.

Так стала известна новая фация или даже формация гидротермально-измененных пород, часто ассоциирующаяся с типичными фациями комплекса вторичных кварцитов.

Надо указать, что гидротермальное глинистое изменение было известно задолго до 1940 г. Оно отмечалось для вулканических районов у фумарол и горячих источников, например Алленом и Деем в 1925 г., А. Н. Заварицким в 1931 г., Андерсоном в 1935 г., Феннером в 1937 г. и многими другими, но вследствие слабой изученности представлялось по минеральному составу простым (каолинит, галлуазит, опал) и называлось не аргиллизацией, а каолинизацией.

Необходимо также указать, что одному из главнейших минералов аргиллитового или по старому наименованию каолинового изменения — каолиниту приписывалось гидротермальное и даже пневмолито-гидротермальное образование едва ли не с 1820 г. Этот гипогенный «жильный» каолинит фигурирует в литературе чаще всего под специальным термином — «фолерит», «накрит» и «диккит», а мономинеральная порода из такого каолинового минерала — под названием плотный каолин, флинт-клей, пагодит, фигурный камень, колыбташ и др.

Глинистое — аргиллитовое изменение, как описывают авторы, сопровождается сульфидизацией (главным образом пиритизацией) и заключается в образовании каолинита, галлуазита, бейделлита, монтмориллонита, в особенности аллофана, гидрослюд, нонтронита и опала — минералов, рассматривавшихся ранее, да рассматривающихся и теперь как продукты экзогенных процессов («Минералогия», А. Г. Бетехтин, 1950 г.; «Коллоиды в земной коре», Ф. В. Чухров, 1955 г.).

В аргиллитовом изменении указывается не только каолинит, но и диккит, который вместе с вторичным кварцем часто образует самостоятельные фации.

Одним из первых сообщений о гидротермальной аргиллизации является статья Ловеринга (T. S. Lovering, 1941), посвященная генезису крупнейшего вольфрамового месторождения Боулдер в Колорадо, на котором зона «глинизации» около кварц-ферберитовых жил находится между зоной окварцевания и серицитизации и зоной слабого пропилитового изменения и состоит из трех подзон: внутренней — диккитовой, средней — бейделлитовой и внешней — монтмориллонит-серицит-гидрослюдистой.

В дальнейшем аргиллитовое околорудное изменение было указано Шварцем (G. M. Schwartz, 1947) для ряда месторождений «porphyry copper» в штатах Аризона, Колорадо, Юта и Новая Мексика.

В 1949 г. появляется большая работа Ловеринга об околорудном изменении в округе Восточный Тинтик (Юта), где аргиллитовое изменение играет заметную роль.

К 1950 г. аргиллизация уже настолько интересует геологов, изучающих околорудные изменения, что в 1949 г. на конференции к 75-летию Колорадской Горной школы ставится серия докладов на тему «Отношение гидротермального изменения к руде», в которых докладчики уделяют большое внимание аргиллизации (Бэрбанк, Батлер, Ловеринг, Сайлс, Майер, Шварц и Шмидт, «Сборник Колорадской горной школы», 1950 г.).

В 1953 г. выходит интересная статья Штейнера (A. Steiner, 1953) о гидротермальном изменении в вулканическом районе Новой Зеландии. Здесь на участке действия фумарол и горячих источников пройдены были буровые скважины для исследования возможностей использования горячего пара. Изучение керн измененных туфов показало, что до глубины 800 *фут* следуют сверху вниз такие зоны: зона опала + алуниита + каолинита, зона аргиллизации — минералы монтмориллонитовой группы, далее — зона цеолитизации (местами кварц + альбит) и, наконец, — зона адуляра.

Одной из последних работ по аргиллизации является небольшая статья Шварца (G. M. Schwartz, 1956), в которой он дает краткий обзор эволюции представлений о гипогенном каолине, о гидротермальной аргиллизации и характеризует отвечающие ей минеральные ассоциации для различных месторождений США.

В 1959 г. стала известна большая работа П. Керра и др. (P. Kerr, G. Brophy, H. Dahl, J. Green and L. Woolard, 1957), посвященная новому в США району гидротермальных урановых руд на территории широко известных алунитовых месторождений Мэрисвелл (штат Юта), залегающих в неогеновых и палеогеновых вулканических породах

среднего и кислого состава. Богатые урановые руды в виде мелких пирит-флюоритовых жилков не ассоциируют с алунистыми залежами и алунизированными и окварцованными породами («алунистыми вторичными кварцитами»), которые П. Керр относит к ранней фумарольно-сульфатной стадии. Урановые жилки залегают в продуктах позднейшего изменения и главным образом в гидротермально-аргиллизированных гранитовых и кварц-монцитонитовых штоках вдоль сбросов и трещин растяжения. Бедные урановые руды рассеяны в сильно окварцованных породах и сопровождаются хлоритом, адуляром и позднейшим алунистом. Зона алунизации почти всегда окружена зоной каолинизации, в которой развиты урановые флюоритовые жилки. Керр считает, что каолинизация является позднейшим процессом, продолжающим алунизацию.

Из обзора зарубежной литературы видно, что зона аргиллизации помещается обычно между двух «щелочных» зон: серицитовой и слабопропилитовой изменения.

Едва ли не первое сообщение о гидротермальной аргиллизации в СССР появилось у нас в 50-х годах для Береговского холмогорья (Закарпатье), где в 1947 г. Г. Л. Пиотровский установил вторичные кварциты с алунистом. Здесь В. С. Соболев и М. Ю. Фишкин (1953) обнаружили в измененных «сернистыми парами и растворами» липаритовых туфах зональность, аналогичную описанной выше для Новой Зеландии. Авторы отметили под окварцованными и алунизированными породами, т. е. вторичными кварцитами, зоны аргиллизации, где первичные минералы замещены монтмориллонитом. Однако последующее детальное изучение глинистых минералов этой зоны не подтвердило присутствие монтмориллонита. Зона аргиллизации оказалась состоящей из каолинита (Смирнов, 1955).

Для привлечения внимания к изучению гидротермальной аргиллизации в СССР автор опубликовал в 1957 г. статью «О новом типе околорудных изменений», в которой подытожил все главное, что известно было до 1957 г. об этом новом типе, и поставил главные неясные вопросы.

В 1958 г. М. Ю. Фишкин опубликовал статью о той же зональности и для тех же мест, но назвал статью иначе: «Минеральные фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье». Автор указал вертикальную и горизонтальную зональность от пропилитов к «монокварцитам» через алунитовую фацию и «каолиновую», тесно «перемешанную» с алунитовой. В каолиновой фации встречаются прослой гидрослюд, монтмориллонита, галлуазита и пирита.

На тесную связь гидротермально-аргиллизированных пород с вторичными кварцитами указывалось также в статье Г. С. Дзюценизе (1958) и М. М. Василевского (1958).

В 1957 г. вышла в свет работа А. И. Славской, посвященная околорудным изменениям на ртутных и полиметаллических месторождениях Закарпатья, залегающих в неогеновых и палеогеновых вулканических породах, гранодиоритах и глинистых сланцах. Она указала раннее щелочное изменение пропилитового типа и позднее кислотное изменение аргиллитового типа, проявившееся в развитии каолинита, аллофана, марказита, метацинобарита, гидрослюд и галлуазита. Отмечено еще и позднейшее щелочное изменение, которое выразилось в развитии карбонатов, бейделлита и киновари.

В 1959 г. появилась статья Г. А. Мачабели и др. о минеральных типах и генезисе известного в Армении Туманянского (Дсехского) месторождения огнеупорных «каменистых» глин, залегающих в неогеновых, палеозойских и мезозойских вулканических породах. Авторы выделили в нем такие главные типы «глин»: гидрослюдистый, као-

линито-галлуазитовый, диккитовый и кварцитовый (! — Н. Н.), который они отнесли к «вторичным кварцитам». Генезис «глин», по данным авторов, сложный: сначала выветривание, затем действие гидротерм и, наконец, опять выветривание. Вероятнее всего, эти каменистые глины, надо сказать, минералогически слабо изученные, являются продуктами гидротермальных процессов и тесно связаны с минеральными фациями вторичных кварцитов.

Заканчивая краткую историю возникновения представлений о гидротермальной аргиллизации и изучения ее продуктов, автор должен обратиться к «Очерку метасоматических процессов», в котором Д. С. Коржинский уделил внимание гидротермальной аргиллизации и, пожалуй, первый назвал ее «сульфатарной аргиллизацией».

Обрисовывая минеральный состав «сульфатарной фации», Коржинский выдвигает как главный признак глинистые минералы, особенно монтмориллонит — бейделлит. «Преобладают минералы глин, — говорит он и заключает: — поэтому процесс изменения принято называть аргиллизацией» (стр. 420)¹.

Из обзора литературы видно, что гидротермальная аргиллизация проявляется не только в связи с сернокислотным изменением, но также, вероятно, и с воздействием слабокислых и даже нейтральных растворов.

Следует отметить, что все перечисленные здесь и многие другие, описанные за рубежом, явления окварцевания изверженных пород с параллельным развитием специфического комплекса высокоглиноземных минералов, не подверглись сравнительному сводному изучению и не получили обобщающего термина, хотя местами были очень тщательно исследованы. Главной причиной этого были неблагоприятные геологические условия: 1) неполнота проявления по отдельным районам и участкам всех основных минеральных типов вторичных кварцитов и 2) отсутствие столь широкой «насыщенности» ими одной страны или области, которая могла бы, как, например, у нас, в Казахстане, привлечь к себе из-за оригинальности явления большой интерес исследователя и направить его на путь сравнительного изучения и обобщения.

Зарубежные геологи почти не использовали наших работ о вторичных кварцитах. А о вторичных кварцитах в СССР опубликовано 147 работ, из которых около 50 под специальным названием. Советские месторождения вторичных кварцитов Семиз-Бугу и Коунрад и теперь плохо или почти неизвестны за рубежом.

ВЫВОДЫ

В заключение рассмотрения истории изучения вторичных кварцитов сделаем следующие выводы:

1. Идея рудоносной минеральной формации вторичных кварцитов как особого генетического комплекса закономерно сочетающихся минеральных фаций выдвинута в геологической литературе и обоснована трудами советских ученых и начало этому положено русскими геологами.

2. Успехи изучения вторичных кварцитов СССР обязаны прежде всего промышленным открытиям, сделанным в этих породах в 20-х и 30-х годах в Казахстане.

3. Современное представление о геологическом месте и генезисе вторичных кварцитов и их руд выработано в результате углубленного минералого-петрографического изучения их в Казахстане и широкого сравнения с аналогичными породами других областей и стран.

¹ В сульфатарном изменении не преобладают минералы глин, а измененные породы этой «фации» с их алунидами, каолиновыми и глинистыми минералами, серицитами, кварцем, опалом, халцедоном не называют сборным термином «аргиллиты», как весь процесс в целом не называют аргиллизацией.

4. Изучение окварцованных пород типа вторичных кварцитов долго шло в СССР и за рубежом без взаимообмена достижениями и опытом. Но если с середины 30-х годов мы стали широко использовать мировую литературу по данному вопросу, то иностранные геологи, за исключением китайских, не сделали этого и до сего времени.

Хотя изучение вторичных кварцитов, выдвинутых в литературе позже других формаций гидротермально-измененных пород, и опередило к 1960 г. по количеству опубликованных работ изучение некоторых «старых» формаций, все же еще остались слабые места в отношении изученности состава руд, геологического места и генезиса вторичных кварцитов.

С минералого-петрографической стороны изученность вторичных кварцитов не ниже, если не выше, некоторых «старых» формаций гидротермально-измененных пород. Оптически изучены почти все минералы, но всесторонне — очень немногие: диаспор, диксит, зунит, мусковит и алунит. Установлены почти все минеральные типы вторичных кварцитов, их парагенезисы и взаимоотношения — горизонтальная зональность и немного данных о взаимоотношениях минералов. Хорошо изучены исходные породы вторичных кварцитов во всех тех областях СССР, где они описаны. Хорошо изучен комплекс нерудных ископаемых, значительно слабее комплекс металлических руд и крайне слабо освещена металлоносность массивов вторичных кварцитов Казахстана, особенно в их глубинной зоне.

Слабо изучена геология мезозойских и палеозойских вторичных кварцитов, особенно в Казахстане, где очень мало данных по структуре полей вторичных кварцитов, литологическим фациям вулканических пород, подвергшихся изменению, и по связи вторичных кварцитов с вулканическими аппаратами и гранитными полями. Так же мало данных о взаимоотношениях «древних» вторичных кварцитов с гидротермально-аргиллизированными породами и по участию последних в строении массивов вторичных кварцитов.

Большой пробел составляет отсутствие минералого-петрографических и геолого-структурных данных по глубинной зоне большинства массивов вторичных кварцитов Казахстана, Кавказа и Урала. До настоящего времени нет монографических описаний таких классических месторождений вторичных кварцитов, как Семиз-Бугу, Калактас, Сокуркой и Каинды-чеку в Казахстане, как хорошо разведанный Акташ в Средней Азии, как Чирагидзор в Закавказье и Белая Гора в низовьях Амура. До 1960 г. опубликовано только два больших труда, в которых детально описаны минералы, минеральные типы и геология вторичных кварцитов: один, посвященный медно-молибдено-андалузитовому месторождению Коунрад, и другой — Кабанскому медноколчеданному месторождению.

Причины пробелов и слабых мест в изученности вторичных кварцитов заключаются главным образом в неразведанности и недоразведанности большинства проявлений вторичных кварцитов. В таких случаях автор по возможности будет использовать хорошо изученные примеры из других стран.

ГЛАВА II

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ, ИХ ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПО ОТДЕЛЬНЫМ ОБЛАСТЯМ

Настоящий труд посвящен не вторичным кварцитам вообще, а формации гидротермально-измененных окварцованных пород, представляющей комплекс следующих закономерно сочетающихся минеральных типов — фаций: серно-кварцевой, кварцевой («монокварцитов»), корундо-кварцевой, андалузито-кварцевой, диаспоро-кварцевой, алунито-кварцевой, диккито-кварцевой, пирофиллито-кварцевой и серицито (мусковито)-кварцевой. Из этого комплекса фаций кварцевая, андалузито-кварцевая, серицито-кварцевая являются «общими» малохарактерными фациями, проявляющимися и в других формациях.

Поэтому в обзоре распространения и последующих главах автор не будет касаться проявления тех «вторичных кварцитов», под которыми многие геологи понимают окварцованные породы в раннем примитивном понимании. Автор опускает также и поля «общих» малохарактерных фаций, которые многие геологи склонны относить к вторичным кварцитам, не убедившись, присутствуют ли вместе с «общей» фацией другие характерные фации комплекса или типичные для него геологические признаки (Наковник, 1959а). В очерке распространения вторичных кварцитов не учтены месторождения и массивы, на которых околорудные гидротермальные изменения выражены одним из следующих типов изменений: 1) окварцеванием, 2) окварцеванием и серицитизацией (мусковитизацией), 3) окварцеванием и андалузитизацией, и притом без наличия других характерных признаков формации.

Распространение вторичных кварцитов крайне неравномерно по отдельным областям СССР: в одних их необычайно много (Центральный Казахстан, Камчатка), в других — мало (Урал и Средняя Азия) и в третьих — совсем нет (Русская равнина, Кольский полуостров, Карелия, Сибирская платформа и Забайкалье).

Вторичные кварциты встречаются почти только среди вулканических пород извержений центрального типа и в траппах неизвестны. Они развиты главным образом в вулканических породах кислого и среднего состава.

Вторичных кварцитов нет среди пород регионального метаморфизма — гнейсов и кристаллических сланцев¹ и среди осадочных пород,

¹ Известна находка минералов комплекса вторичных кварцитов в кристаллических сланцах докембрия: диаспора, пирофиллита и каолиновых минералов в Финляндии (Kroning Oleg, Brindley Ph. D. and Hunter, 1952). Встречены породы типа вторичных кварцитов: корунд-андалузит-диаспор-диккит-серицитового типа в архейских отложениях на территории Швеции и гематит-алунитового типа в докембрийских образованиях Нью-Фаундленда (A. L. Howland, 1940).

не затронутых экструзивным вулканизмом. Их также нет и в контактных роговиках — продуктах интрузивного метаморфизма.

Неодинаковая геологическая освещенность различных областей СССР не представляет возможности судить об истинном распространении вторичных кварцитов по отдельным областям. Так, для огромной и слабо освещенной области вулканических пород Востока и Северо-Востока СССР, если исключить из нее Камчатку, площадь распространения вторичных кварцитов очень мала по сравнению с площадью вторичных кварцитов хорошо изученной территории Казахстана, где общая площадь вулканических пород уступает Дальнему Востоку и Северо-Востоку СССР.

Вследствие приуроченности вторичных кварцитов к вулканическим породам следует рассмотреть распространение их¹ по областям развития вулканических пород: Дальний Восток и Северо-Восток СССР, Забайкалье, Средне-Сибирское плоскогорье, Салаиро-Саяно-Алтайская область, Казахстан, Средняя Азия, Урал, Кавказ, Карелия и Кольский полуостров, Закарпатье.

Рассмотрим также граничащую с Корьякско-Камчатско-Курильской вулканической областью Японскую область, так как геологически и металлогенически они сходны и поскольку во второй имеются многочисленные хорошо изученные и давно разведанные месторождения типа вторичных кварцитов и близких к ним пород.

1. ДАЛЬНИЙ ВОСТОК И СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Эта огромнейшая и в целом слабо геологически обследованная область мезозойской и кайнозойской складчатости Тихоокеанской геосинклинали протянулась с юго-запада на северо-восток более чем на 4000 км. Она ограничена на севере Чукотским и Восточно-Сибирским морями, на западе и юго-западе Верхоянским хребтом, верховьями рек Алдана, Зеи и Селемджи, на юге — государственной границей и Японским морем и на юго-востоке и востоке — Тихим океаном и Беринговым морем.

Мезозойская зона области представляет собой широкую дугообразную полосу, примыкающую к Сибирской платформе. Она характеризуется сильным развитием киммерийской складчатости, огромными полями мезозойских экструзивов и многочисленными синорогенными интрузиями. В этой зоне проявлены только ранние фазы альпийской складчатости в виде простых пологих складок, сложенных отложениями верхнего мела и палеогена.

Кайнозойская зона прилегает непосредственно к Тихому океану. Она представляет собой несколько слабо изогнутых тектонических дуг, отличается сильным развитием палеогеновых, неогеновых и четвертичных экструзивов и длинной цепью действующих и потухших вулканов, которых насчитывают теперь только в надводной части свыше 300. В кайнозойской зоне проявлена альпийская складчатость, создавшая крупнейшие хребты: Сихотэ-Алинь, Корьякско-Камчатский и его подводное продолжение, выступающее из Тихого океана в виде Курильских вулканических островов.

Н. С. Шатский (1956—1957) выделяет кайнозойскую зону в самостоятельную структурную единицу под названием Окраинного вулканоогенного пояса, который тянется в юго-западном направлении на 4000 км и переходит в кайнозойские складки Японии. Окраинный пояс рассматривается как «образование начальных этапов заложения прогибов Тихоокеанской геосинклинали». Он срезает дуги мезозойского

¹ Распространение вулканических пород приводится по геологической карте СССР масштаба 1:2 500 000 (1956 г.), а вторичных кварцитов — по состоянию знаний на 1/1 1960 г.

складчатого пояса и по срезу обозначен крупными тектоническими швами, отделяющими с запада зарождающуюся геосинклиналь.

Площадь распространения вулканических пород в рассматриваемой области составляет примерно 700 тыс. км², а на вторичные кварциты приходится около 1300 км² — немногим больше, чем на значительно меньшей площади экструзивов Казахстана, где вторичные кварциты занимают около 1200 км². Описываемая область занимает второе место в СССР по распространению вулканических пород и развитию вторичных кварцитов.

По широте развития экструзивов первое место принадлежит мезозойским (юрским и главным образом меловым) вулканическим породам, второе — палеогеновым, неогеновым и четвертичным и третье — палеозойским. Отношение площади последних ко всей площади экструзивов составляет примерно 1 : 20. Наиболее широко здесь представлены вулканические породы андезитового состава, меньше — базальтового и еще меньше — кислого.

В области Дальнего Востока и Северо-Востока СССР выделяют три больших геолого-географических региона: 1) Верхояно-Чукотско-Джугджурский, 2) Корякско-Камчатско-Курильский, 3) Джагды-Амура-Сихотэалинский. Перечисленные регионы неравноценны по геологической изученности, площади распространения и кислотности вулканических пород, по развитию вторичных кварцитов и условиям их нахождения.

Верхояно-Чукотско-Джугджурский регион примыкает к Сибирской платформе. На его территории расположены крупнейшие хребты Северо-Востока СССР: Верхоянский, Колымский, Анадырский, хребет Черского и Джугджур. Этот самый отдаленный и геологически слабо изученный район является и районом самой слабой изученности распространения вторичных кварцитов.

Геолого-структурной особенностью района является дугообразно изогнутый пояс мезозойских складок, обтекающих «ядро» из жестких массивов (Колымский, Омолонский и Тайгоносский) и приспособляющихся к изогнутому краю Сибирской платформы. К тыловой части этой огромной дуги (4000 км) и приурочены обширные поля вулканических пород, общая площадь которых равна 562 тыс. км². Большую часть ее (около 80%) занимают мезозойские, главным образом меловые и отчасти юрские, вулканические породы разного состава, в которых значительную долю (1/3) составляют породы кислого состава, развитые в основном в хребтах Джугджур и Анадырском. Небольшую площадь (около 4%) занимают палеозойские и главным образом девонские экструзивы. Они залегают в пределах Омолонского жесткого массива и по составу являются кислыми и среднекислыми (Венчугова, 1956). Небольшая площадь приходится также и на третичные экструзивы, разбросанные по восточному краю мезозойской зоны.

Сведений о наличии в районе древних вулканов очень мало. Известны лишь две опубликованные работы с описанием древнечетвертичных вулканов: Анюйского в Южно-Анюйском хребте, в 250 км к юго-востоку от пос. Нижние Кресты на р. Колыме (Устиев, 1954, 1958), и Балагантаского в верховьях р. Момы, впадающей в Индигирку (А. П. Васильковской, 1949 г.). На планшетах последних съемок масштаба 1 : 100 000 указываются древние вулканы еще в двух местах. Надо полагать, что вулканических конусов, остатков и следов древних и особенно мезозойских вулканов в районе много.

Данных о нахождении вторичных кварцитов мало и взяты они главным образом из рукописных отчетов и устных сообщений. Имеется только одна опубликованная работа (Матвеев, Соколова, 1955), в которой описаны сомнительные вторичные кварциты на южном берегу Мотыклейского залива (Охотское море) и указаны вторичные квар-

циты андалузитового типа с диаспором и алунином на полове Кони. К типу вторичных кварцитов надо отнести алуниновое месторождение в измененных экстрезивах бассейна р. Армань (близ г. Магадана), обследованное И. М. Сперанской в 40-х годах. По сообщению Д. С. Харкевич, в средней части Омчикчанского хребта (Колымско-Охотский водораздел) обнаружены среди измененных экстрезивов вторичные кварциты диаспорового типа, а в верховьях рек Индигирки и Колымы (южный конец Тас-Кыстабетского хребта) установлена огромная площадь «окварцованных экстрезивов».

Надо ожидать, что специальное обследование гидротермально-измененных пород в огромном поле средних и кислых экстрезивов района выявит не один десяток, а может быть, и не одну сотню массивов вторичных кварцитов с присущими им полезными ископаемыми.

Корякско-Камчатско-Курильский регион. Этот краевой вулканический пояс кайнозойской складчатости, протягивающийся от Чукотки через Камчатку и Курильские острова в Японию, характеризуется сильной тектонической подвижностью, а отсюда — интенсивным экстрезивным вулканизмом и широким развитием вулканических пород, общее поле которых равно ~15 тыс. км².

По современным данным (Г. М. Власов, 1958 г., и Власов и Ярмолюк, 1959), рассматриваемый регион состоит из ряда антиклинорий, разделенных прогибами (рис. 1). Так, в южной части Среднего Камчатского хребта проходит меридиональный Средний Камчатский антиклинорий («массив») из древних метаморфических и глубинных изверженных пород. От него отходит к северо-востоку длинный Камчатско-Корякский антиклинорий, состоящий в основном из палеогеновых, неогеновых и меловых (притом вулканических) пород общей мощностью до 8000 м. Ось антиклинория следует близ гребня Среднего хребта по его восточным склонам (примерно по оси полуострова) и переходит в Корякское нагорье.

От Камчатского перешейка по западному краю в северо-восточном направлении проходит Майнский антиклинорий. В том же направлении, но по восточному берегу полуострова тянется внешний — Восточно-Камчатский антиклинорий. В основном он сложен верхнемеловыми осадочными и вулканическими породами и обрамлен палеогеновым и нижнемиоценовым флишем. Оба антиклинория к югу от Камчатки продолжают в виде островной дуги Больших и Малых Курильских островов. Г. М. Власов и В. А. Ярмолюк (1959) отмечают на Камчатке еще пятый антиклинорий вдоль восточных выступов Камчатки, сложенный палеогеновыми и миоценовыми вулканическими породами и флишем.

Средний «массив» и складчатые дуги-антиклинории орographically выражены хребтами: «внутренний» — Средним и «внешний» — Восточно-Камчатским. Между антиклинориями протягиваются синклинории и прогибы, выраженные понижениями и впадинами. Так, к западу от Майнского антиклинория расположена широкая Пенжинская впадина, выраженная в рельефе Анадырско-Пенжинской депрессией. Она выполнена неогеновыми отложениями, перекрывающими верхнемеловые и палеогеновые складки. Западнее Среднего антиклинория проходит Западно-Камчатский синклинорий, сложенный меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, перекрытыми угленосной формацией плиоцена. Между Камчатско-Корякским и Восточно-Камчатским антиклинориями расположена Центральная, или Средняя, Камчатская впадина, являющаяся внутренним прогибом. Она выполнена неогеновыми породами, перекрытыми покровами четвертичных и современных лав и туфов андезито-базальтового состава. Вблизи юго-восточных берегов Камчатки и Курильских островов протягивается океаническая впадина глубиной свыше 8000 м, являющаяся передовой впадиной окраинной геосинклинали.

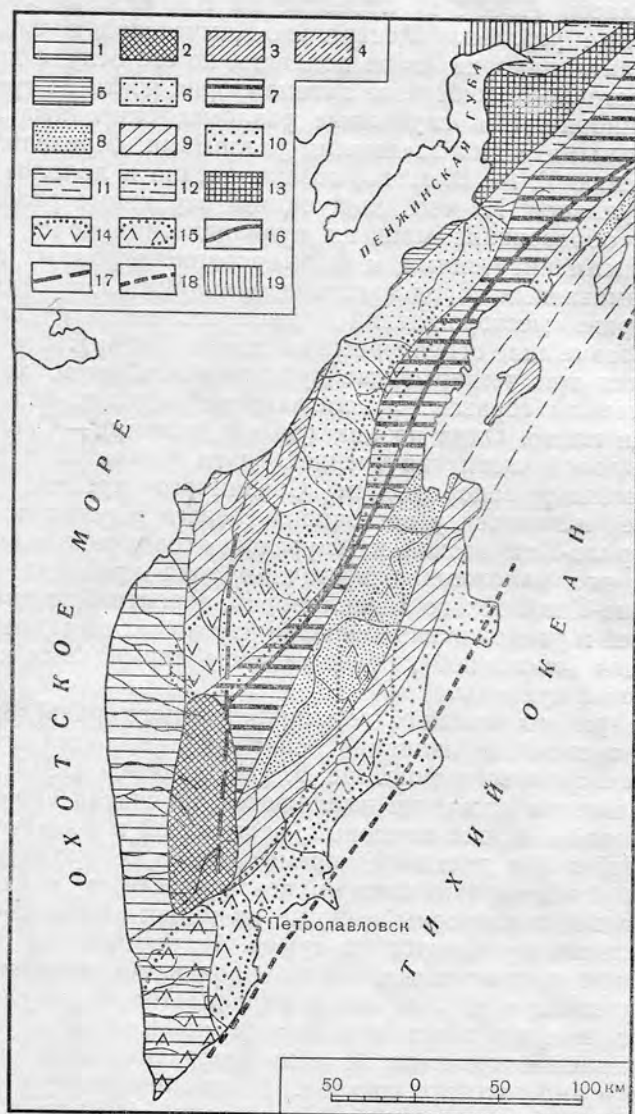


Рис. 1. Структурно-тектонические районы Камчатки (по Г. М. Власову, 1958 г.)

МОСКВА 1964

1 — Западно-Камчатский тыловой прогиб (неогеновые отложения); 2 — Срединный Камчатский антиклинорий; 3 — северная часть Срединного Камчатского антиклинория (верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые отложения); 4 — Напаянская и Воямпольская антиклинальные зоны; 5 — возможное продолжение антиклинальных структур Срединного Камчатского хребта; 6 — Срединная Камчатская наложенная мульда; 7 — Камчатско-Корякский антиклинорий; 8 — Центральный Камчатский (внутренний) прогиб; 9 — Главный Восточно-Камчатский антиклинорий (центральная часть); 10 — складчатое обрамление Главного Восточно-Камчатского антиклинория (палеогеновый и нижнемиоценовый флиш и вулканогенные породы); 11 — Паропольский синклиний (б. тыловой прогиб); 12 — Анадырско-Пенжинский синклиний (тыловой прогиб); 13 — Майнский антиклинорий (центральное поднятие в тыловом прогибе); 14 — наложенный Срединный четвертичный вулканический пояс; 15 — наложенный Восточный современный вулканический пояс; 16 — глубинные разломы с эффузивно-пирокластическими толщами субвулканическими интрузиями и рудопроявлениями; 17 — Центрально-Камчатский разлом; 18 — предполагаемые Западно-Камчатский и Восточно-Камчатский разломы; 19 — окраина мезозойской складчатой области

Г. М. Власов (1958 б, в) проводит на Камчатке вдоль антиклинориев глубинные разломы: Центральнo-Камчатский в сводовой части внутреннего антиклинория (надо полагать, по его оси), а другой — юго-восточнее Восточно-Камчатского антиклинория почти по гребню четвертого антиклинория. Эти глубинные разломы, оперенные второстепенными поперечными и диагональными разломами, определяли и определяют, по мнению Г. М. Власова, возникновение и локализацию многочисленных вулканов. Из чего следует, что глубинные разломы определяют также образование мощных вулканических толщ, насыщенных гипабиссальными интрузиями, и формирование огромных полей гидротермально-измененных пород (вторичных кварцитов, аргиллитов и пропилитов), серных месторождений и многочисленных рудопоявлений.

На все главнейшие структурные элементы Камчатского полуострова накладываются три четвертичные вулканические зоны, характеризующиеся в основном горизонтальнолежащими андезито-базальтовыми и базальтовыми плато. Одна из них (более древняя) — Срединная, приурочена к тыловой части «внутренней» дуги Камчатки и почти совпадает с современным водоразделом Срединного хребта. Две другие (современные) находятся у восточного берега Камчатки и связаны с ростом Курило-Камчатской и Амурской океанических впадин. Надо подчеркнуть, что наложенная восточная зона проходит диагонально к оси Восточно-Камчатского антиклинория, вероятно, по диагональному разлому. В ней и расположены большая часть всех выявленных на Камчатке вулканов (около 200), большая часть термальных источников и все действующие вулканы.

Если на ранних стадиях геосинклинального развития Камчатки происходили трещинные излияния основных лав, то на позднейших — извержения центрального типа. По В. И. Влодавцу (1949), в вулканической деятельности Камчатки выделяются, не считая древнего, четыре периода: мезозойский, палеогеновый, неогеновый и раннечетвертичный, продолжающийся и в настоящее время. Наиболее продолжительной и напряженной была вулканическая деятельность в конце мелового периода. Для нее характерны мощные излияния андезито-базальтовых лав и накопление вулканических туфов. Вулканическая деятельность палеогенового и неогенового периодов проявилась извержениями преобладающе средних и кислых лав и пирокластов. В результате раннечетвертичного экстрезивного вулканизма на Камчатке образовались огромные вулканические нагорья и щитообразные вулканы андезито-базальтового и андезитового состава. Позднейшие извержения привели к образованию кислых экстрезивий (Святловский, 1958а).

Теперь перейдем к обзору распространения и локализации на Камчатке вулканических пород, вторичных кварцитов и к рассмотрению геолого-петрографических и минералогических особенностей последних, но прежде всего обратимся к истории.

Выдвижение фумарольно-сульфатарной гипотезы генезиса вторичных кварцитов и обнаружение их в 1941 г. на Дальнем Востоке (Наковник и Никитин, 1944) привело к установлению в 1946 г. вторичных кварцитов в самом молодом вулканическом районе СССР — на Камчатке и Курильских островах. Г. М. Власов первым признал идентичность фумарольно-сульфатарно-измененных вулканических пород Камчатки, минерализованных Казахстана. Это вызвало ревизию зон осветленных пород полуострова, в результате чего обнаружено около 60 массивов вторичных кварцитов общей площадью 1060 км².

На схематической геологической карте Камчатки (рис. 2) видно, что около 50% (12 тыс. км²) всей площади полуострова занято вулканическими породами. Шире всех распространены четвертичные экстрезивы, занимающие площадь приблизительно 60 тыс. км². Преоблада-



Рис. 2. Схема распространения изверженных пород и вторичных кварцитов Камчатки (по Г. М. Власову и В. Я. Ярмолуку, 1959 г.)

1 — древние интрузии Pt—Pz; 2 — молодые интрузии Sr—Pg—N (от гранитоидов до габбро-диоритов); 3 — вулканические интрузии и экструзии липаритов; липаритовые и дацитовые пемзы; 4 — преобладающие андезиты и их туфы; 5 — преобладающие базальты; 6 — экструзивные породы среднего и основного состава; 7 — четвертичные оливиновые базальты; андезито-базальты, андезиты и их туфы; 8 — липариты, дациты и их туфы; 9 — действующие вулканы; 10 — потухшие вулканы; 11 — поля-массивы вторичных кварцитов; 12 — гребни хребтов

дающе (на 95%) это основные и средние породы, слагающие андезитобазальтовые, андезитовые и базальтовые плато и потухшие щитовые вулканы наложенных зон. Кислые вулканические породы — риолиты и дациты, занимают небольшую площадь, слагая субвулканические интрузивы, вулканические пробки и отдельные покровы. Значительно меньшую площадь (около 35 тыс. км²) занимают третичные экструзивы, представленные главным образом андезитами и их туфами и отчасти риолитами, дацитами и базальтами. Выступая из-под андезитобазальтовых плато, они обнажаются широкой длинной полосой по восточным склонам Срединного хребта в своде Камчатско-Корякского антиклинория. Еще меньшую площадь (около 20 тыс. км²) занимают экструзивы мелового периода, представленные андезитами и базальтами, и незначительную. — палеозойские.

Преобладающее большинство вулканов и термальных ключей Камчатки находятся в наложенных зонах четвертичных экструзивов. Они расположены на тех же антиклинальных перегибах, что и третичные, и, вероятно, многие из них выросли на месте последних.

Действующие и затухающие вулканы расположены только в пределах четвертичных экструзивов наложенной Восточной зоны (Восточно-Камчатского хребта), где сосредоточено и большинство термальных ключей Камчатки. В этой зоне, как и в аналогичной Западной, состоящей на 90% из андезитобазальтов и андезитов, формировались, а в Восточной образуются и в настоящее время под воздействием фумарол, сольфатар и горячих терм широкие зоны легких, светлых, аргиллизированных, опализированных и алунитизированных пород с серой и сульфидами, а также пропилитизированных пород (Заварицкий, 1931, 1935; Пийп, 1937; Влодавец, 1958б; Набоко, 1958а, 1959 и В. Ф. Попков, 1948г). Таким образом, здесь в природной лаборатории, как и в аналогичной на Курильских островах, происходит образование некоторых минеральных фаций комплекса вторичных кварцитов, не доходящих до типичного выражения вследствие высокой основности пород и, вероятно, по причине кратковременности геологического процесса. «Образование опалолитов в районе вулканов под воздействием сернокислых растворов, — говорит С. И. Набоко (1958), — может пролить свет на генезис некоторых месторождений вторичных кварцитов».

Как видно из схемы геологической карты и работ Г. М. Власова, вторичные кварциты Камчатки, аналогичные казахстанским и названные им «молодыми», сосредоточены в полосе кислых третичных и, вероятно, меловых экструзивов. Массивы вторичных кварцитов протягиваются по юго-восточным склонам Срединного хребта от р. Яковковской до Камчатского перешейка на северо-востоке, прижимаясь к гребню хребта, и образуют узкую зону, названную Власовым «неогеновой зоной вторичных кварцитов». Она приурочена к региональному глубинному разлому в сводовой части Срединного Камчатского антиклинория и располагается вблизи или по самой оси антиклинория (рис. 3). Неогеновая зона продолжается и далее на северо-восток в Корякском нагорье вдоль правого берега рек Вивник и Белой. Таким образом, общая протяженность зоны превышает 1000 км.

По Г. М. Власову, неогеновую зону слагают в основном две вулканогенные толщи палеогенового и неогенового возраста, местами перекрытые четвертичными «платобазальтами»¹. Нижняя толща состоит в основном из андезитов и андезитобазальтов, но в верхних горизонтах много дацитов и липарито-дацитов. Образование толщи относят к палеогену — верхнему миоцену. Верхняя толща сложена внизу средними и основными эффузивами и вверху дацитами и липарито-даци-

¹ В статье Г. М. Власова и М. М. Василевского, вышедшей в конце 1959 г., выделяется не две, а три толщи и указывается угловое несогласие между ними.

тами. Она несогласно лежит на нижней толще. Возраст ее определяется как верхний миоцен — плиоцен.

Обе вулканические толщи образуют складки внутреннего антиклинория, шарнир которого погружается к северу от Срединного массива и вновь вздымается перед Камчатским перешейком. Поэтому в южной части полуострова по оси антиклинория выступают древние породы, далее к северу — верхнемеловые, затем — палеоценовые, олигоценовые, миоценовые и, наконец, плиоценовые. На опущенном и слабо эродированном своде антиклинория Срединного хребта сохранились остатки плиоценовых и древнечетвертичных вулканов. В приподнятом и глубоко эродированном своде обнажаются палеогеновые вулканические породы и размытые древние вулканы.

Характерной особенностью неогеновой зоны является обилие в вулканических толщах гипабиссальных интрузий гранитоидов, диоритов, диоритовых порфиритов, а также вулканических интрузий дацитов, андезитов-дацитов и риолитов очень небольших размеров — в эрозионном срезе они измеряются единицами квадратных километров.

Неогеновая зона характеризуется наличием в ней серных и ртутных месторождений и обилием полей фумарольно-сульфатарно-измененных вулканических пород, выделяющихся своим светлым и даже белым цветом. Площади их составляют нередко десятки квадратных километров при ширине отдельных полей до 2 км и глубине изменения до 500 м. Они приурочены к третичным и постплиоценовым вулканам и следуют вдоль разломов и пирокластических толщ. Вулканические интрузии здесь также сильно осветлены. В полях осветленных пород наблюдаются буроватые и красноватые участки — «лимонитовые поля» пород, окрашенных железными охрами, подобно тем, какие встречаются в массивах вторичных кварцитов Центрального Казахстана.

Осветленные породы представлены типичными минеральными фациями вторичных кварцитов Казахстана; алунитовой, диккитовой, диаспоровой, серицитовой, монокварцевой (монокварцитами) и даже зунитовой. Вместе с ними наблюдается еще серная фация — серные кварциты, выделяющиеся своим желтовато-серым цветом. Они залегают

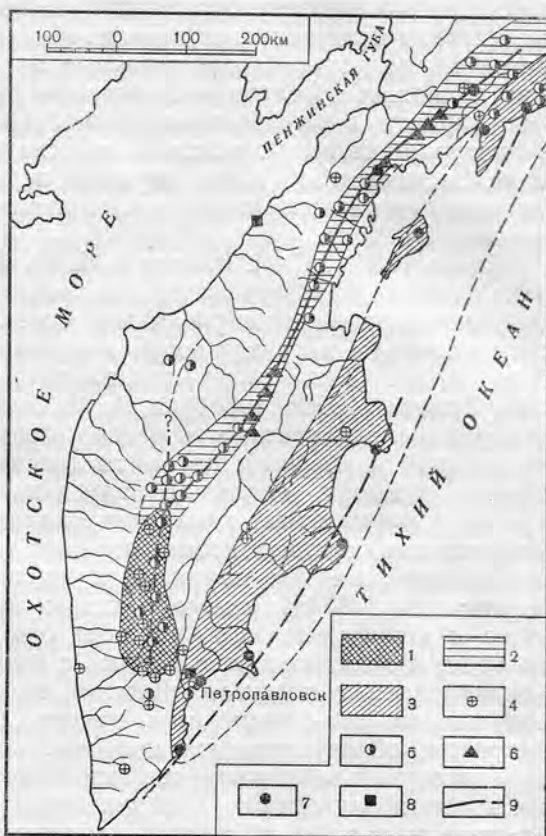


Рис. 3. Схема главных рудных районов Камчатки (по Г. М. Власову)

1 — южная часть Срединного Камчатского хребта и Гональский хребет; 2 — неогеновая зона вторичных кварцитов; 3 — Восточно-Камчатский рудный район; 4 — важнейшие рудопроявления золота, вольфрама; 5 — важнейшие рудопроявления ртути, сурьмы, меди, молибдена; 6 — метасоматические месторождения серы; 7 — важнейшие известные колчеданные рудопроявления с медью, кобальтом, никелем, хромом, местами с молибденом; 8 — рудопроявления марганца; 9 — глубинные разломы, установленные и предполагаемые

в эродированных вулканах и по разломам вблизи вулканов и образуют крупные метасоматические залежи с выдержанным содержанием серы (33—35%).

К полям вторичных кварцитов примыкают зоны гидротермальной аргиллизации, проявляющиеся и отдельно. И те, и другие окаймлены широкоими зонами зеленокаменного изменения — пропилитизации, которые местами независимы от первых. Минеральный тип изменения сказывается на рельефе: белые пористые аргиллизированные породы слагают подножия и седловины, а светлые вторичные кварциты, особенно монокварциты с алуниновыми разностями, — скалистые гребни. Эти скульптурно-цветные признаки, по свидетельству Г. М. Власова и М. М. Василевского (1958), служили первыми поисковыми признаками массивов вторичных кварцитов, позволявшими узнавать их на расстоянии 15—20 км.

Еще в 1958 г. Г. М. Власов и М. М. Василевский отметили на Камчатке ясную горизонтальную зональность минеральных фаций вмещающих их пропилитизированных осветленных пород, аналогичную установленной в массивах вторичных кварцитов Казахстана (Наковник, 1941, 1947). Так, для метасоматических серных месторождений Г. М. Власов (1958а, 1958б) и М. М. Василевский (1962) указали следующую последовательность расположения измененных пород от внутренней зоны к внешней: кварциты (серные кварциты) или вместо них опалиты (серные опалиты), алунизированные и окварцованные породы с марказитом, каолинизированные и окварцованные породы с пиритом и во внешней зоне пропилиты. Для ртутных месторождений Власов и Василевский (1958а) отмечали такую последовательность по направлению к периферии: монокварциты с киноварью, далее — каолинизированные и окварцованные породы с марказитом, серицитизированные и окварцованные породы с пиритом, за ними (не всегда!) аргиллизированные породы с пиритом и, наконец, пропилитизированные породы с пиритом, образующие две подзоны: внутреннюю — альбито-хлорито-карбонатную и внешнюю — альбито-хлорито-эпидотовую. В окварцованных породах алунитового и диккитового типа указаны еще и такие типичные минералы вторичных кварцитов, как лазулит, аугелит, диаспор и зуннит, из которых последние два образуют даже диаспоровый и зуннитовый типы кварцитов и мономинеральные диаспоровые породы и зуннитовые жилки. Не указаны лишь два ведущих минерала казахстанских вторичных кварцитов — корунд и андалузит, установление которых дело недалекого будущего, так как они давно известны на Японских островах в тех же измененных вулканических породах мелового и третичного возраста (В. Yoshiki, 1933; S. Iwao, 1949, 1950, 1953; Н. Tadao, 1953; К. Naraguchi, 1950).

Горизонтальная зональность более полная в верхних срезах и по мере перехода вниз сокращается: выпадают породы внутренних фаций — монокварциты, алунизированные и каолинизированные породы. Таким образом проявляется и вертикальная зональность, в которой сверху следуют примерно те же и в той же последовательности минеральные фации и даже с тем же изменением мощности, что и в горизонтальном срезе внутрь по направлению к главным путям движения газо-гидротерм. И там, и здесь идет выклинивание внутренних фаций: в вертикальном направлении — вниз и в горизонтальном — внутрь.

Весьма интересны указанные Г. М. Власовым и М. М. Василевским (1959) вертикальная и горизонтальная зональности измененных пород для всего региона в целом — для Срединного хребта. Так, в слабо эродированных опущенных частях антиклинория широко развиты сольфатарно-аргиллизированные породы; внутреннюю зону их слагают серные

кварциты или серные опалиты, среднюю — алунизированные породы, внешнюю — аргиллизированные породы галлуазито-каолинито-гидрослюдистого состава и вмещающую зону — пропилиты. В более глубоко эродированных частях аргиллизация проявлена слабее, и в горизонтальном срезе наблюдаются от центра к периферии такие измененные породы: монокварциты, диккитовые кварциты, серицитовые кварциты, иногда с монтмориллонитовой оторочкой, и пропилиты. В глубоко эродированных участках Срединного хребта, например в зоне бассейна р. Кадар, нет аргиллизированных пород и почти отсутствуют алунитовая и каолинитовая (диккитовая) фации вторичных кварцитов, но зато широко проявлена пропилитизация, выраженная во внутренней зоне окварцованными и серицитизированными породами, составляющими переход к комплексу вторичных кварцитов. В этих глубинных пропилитах, названных «рудными», установлены золото-адуляровые жилки, полиметаллические руды и молибденит.

В неогеновой зоне, помимо серных и ртутных месторождений, находится большинство известных на Камчатке рудопроявлений сурьмы, меди и молибдена, расположенных в полосе измененных пород (Власов, 1958; Власов, Василевский, 1959а).

Описания опализированных и осерненных, опализированных и алунизированных, опализированных и каолинизированных пород с частым присутствием в них рассеянных черных сульфидов Fe относятся только к более или менее изученным вулканам наложенной восточной зоны (Пийп, 1937; Заваицкий, 1931 и 1935; Попков, 1948; Т. Ю. Маренина, 1956г; Влодавец, 1958а; Набоко, 1959 и др.). Автор уверен, что эти измененные породы имеются и в четвертичных вулканах западной наложенной зоны, обследованных значительно слабее восточных, что подчеркивает Г. М. Власов (1956).

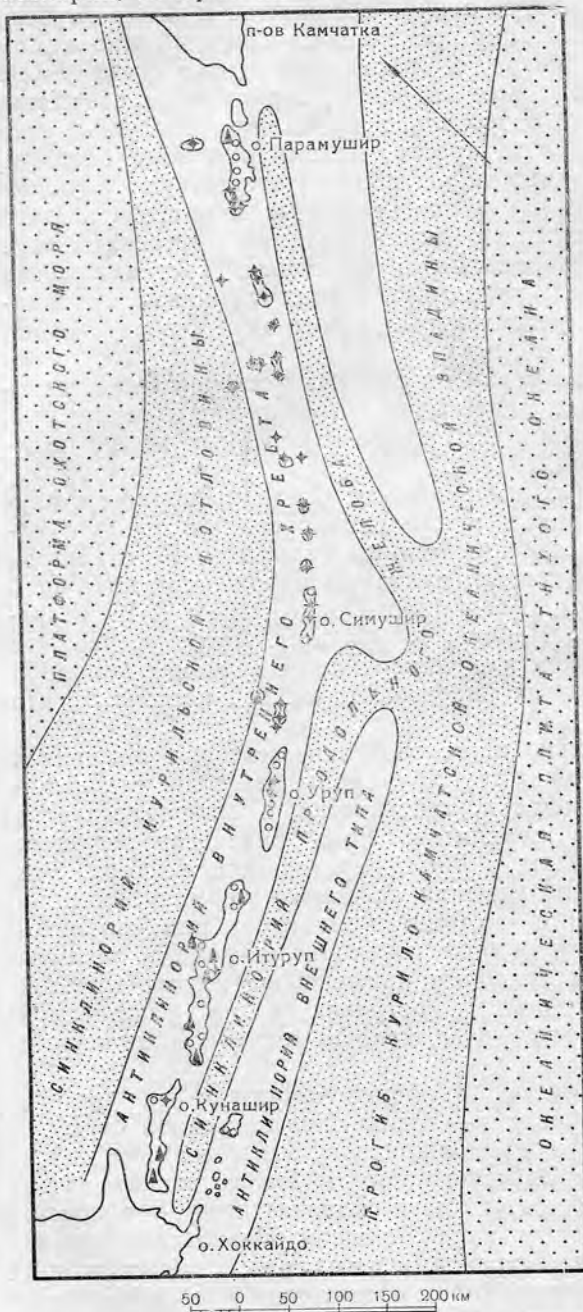
Таким образом, параллельно неогеновой зоне молодых вторичных кварцитов протягиваются с той и другой стороны две зоны четвертичных метасоматических образований, генетически и минералогически близких комплексу вторичных кварцитов. Роль главного, ведущего минерала в них играет не кварц, а опал, переходящий в кварц. Эти образования можно назвать, не изменяя основному термину, комплексом «вторичных опалитов» или «кварцитов-опалитов» или «опалито-кварцитов», поскольку опал, теряя воду, переходит в кварц, и опалиты становятся кварцитами. Ниже приводим примеры формирования этих образований на Камчатке, Курильских островах и на родственной островной Японской вулканической дуге, хорошо изученной японскими геологами.

Рассмотрев северную часть Корякско-Камчатско-Курильского района, перейдем к его южной части — Курильской островной дуге.

Курильская островная дуга, продолжающая тектонические дуги Камчатки, тянется по границе Охотского моря и Тихого океана почти на расстоянии 1200 км. Она состоит из двух складчатых дуг — хребтов: внутреннего, выступающего в виде Большой Курильской гряды из 35 более или менее крупных островов, и внешнего, скрытого под водами Тихого океана почти на всем своем протяжении и выступающего только в юго-восточной части в виде Малой Курильской гряды, состоящей из пяти островов (рис. 4).

Подводное продолжение внешней складчатой дуги околонушено в 1947 г. Г. С. Горшковым (1958) по данным морских карт. Впоследствии подводный хребет детально был исследован экспедицией Института океанологии и назван подводным хребтом Витязя. В срединной части хребет разорван на два звена — южное и северное. Подводная часть внешнего хребта сложена верхнемеловыми глинистыми сланцами, согласно перекрытыми палеогеновой и неогеновой вулканогенными формациями.

Дуги хребта представляют складчато-сводовые сооружения — антиклинории, которые на востоке сопряжены с огромным прогибом Курило-Камчатской океанической впадины, примыкающим к океанической плите Тихого океана, а на западе — с синклинорием Курильской котловины, примыкающим к платформе Охотского моря (Безруков и др., 1958).



1 2 3 4 5 6

Рис. 4. Тектоническая схема вулканической зоны Курильских островов (по П. Л. Безрукову, Г. С. Горшкову, А. Е. Святловскому и др., 1958 г.)
 1 — платформенные области; 2 — синклинальные зоны; 3 — антиклинальные зоны; 4 — действующие вулканы; 5 — потухшие вулканы; 6 — серные месторождения

«Большая Курильская гряда представляет собой, — говорит В. И. Володавец (1949), — замечательно наглядный пример образования на земной поверхности горного хребта, представляющего складчатый изгиб, гребень которого выдается на 2—3 км над дном Охотского моря и на 8—9 км над океанической впадиной Тускарора». По всему изгибу прошли поперечные, косые и продольные (сводовые) разломы, по которым и действуют вулканы. «Связь новейшего вулканизма с зонами поднятий, — говорит А. Е. Святловский (1958, стр. 94), — общая закономерность и отрицать ее для более древних геологических периодов нельзя». И далее: «на антиклинальных сводовых поднятиях возникают вследствие растяжения тектонические трещины открытого типа». В зонах же сбросово-синклинальных естественно сжатия и уплотнения земной коры, препятствующие излиянию магмы. «Таким образом, — заключает он, — путями вулканических излияний являются трещины в зонах растяжения вдоль осей и на склонах антиклинальных горных хребтов и вулканотектонических поднятий».

А. Е. Святловский считает ошибочным представление геологов о возникновении вулканов в зонах опускания и на границе между поднятиями и опусканиями. Он

подчеркивает, что А. Н. Заварицкий указывал, что «линейное расположение вулканов следует связывать скорее с зонами слабости в земной коре, образующимися вследствие ее растяжения».

Исследование вулканов на Курильских островах начато в СССР только в 1946 г. Г. С. Горшковым, который определил на Большой гряде 23, а на Малой — 16 действующих вулканов. Число потухших около 50. Помимо их, указываются еще 47 подводных вулканов (Безруков и др., 1958), обнаруженных экспедициями Института океанологии в районе Курильских островов. По мнению Горшкова, за последние 10—12 тыс. лет действовало не менее половины всех вулканов, т. е. около 50.

Современные вулканы стали создаваться в нижнечетвертичное или неогенное время, что видно из того, что фундаментом их в Большой Курильской гряде являются палеогеновые и неогеновые осадочно-вулканогенные породы и палеогеновые и неогеновые интрузии гранитоидов, а в Малой — верхнемеловые глинистые сланцы, перекрытые палеогеновой и неогеновой вулканическими формациями.

Общая площадь вулканических пород, слагающих вулканы, их окрестности и побережье, составляет 80% всей территории островов — около 8500 км². На 75% это четвертичные андезиты, андезитобазальты и базальты, а на 24% — палеогеновые и неогеновые андезиты и порфириды. Около 1% приходится на дациты и липариты.

Породы типа вторичных кварцитов, вторичных кварцитов-опалитов и опалитов приурочены к вулканам. Они залегают преимущественно в кратерах и кальдерах и являются вмещающими породами серных и серно-железо-сульфидных («черноколчеданных») месторождений. По данным Г. М. Власова, имеется 33 серных месторождения, но в действительности их, вероятно, больше, потому что большинство вулканов являются потенциальными носителями серных месторождений, а следовательно, и осветленных пород типа вторичных кварцитов—опалитов—аргиллитов.

Джагды-Амуру-Сихотэалинский регион. На территории рассматриваемого региона расположены хребты Джагды, Буреинский и Сихотэ-Алинь на юго-востоке и Амуру-Уссурийская депрессия между хребтами Буреинским и Сихотэ-Алинь. Регион является в основном областью мезозойской складчатости и только на крайнем юго-востоке — кайнозойской, а между Джагдинским и Буреинским хребтами — герцинской. Площадь развития экстрезивов велика (около 92 тыс. км²) и составляет примерно 1/3 всей территории (табл. 1).

Таблица 1
Распределение площадей вулканических пород

Период	Площади в тыс. км ²		
	основных и средних пород	кислых пород	Итого
Мел	15	17	32
Палеоген и неоген	16	26	42
Четвертичный	18	—	18
Всего:	49	43	92

В отличие от двух предыдущих регионов здесь сильно развиты кислые вулканические породы, которые слагают огромные поля в Южном Сихотэ-Алине и отчасти в хребтах Буреинском и Джагды.

Вторичные кварциты установлены здесь в 1941 г. (Наковник, Никитин, 1944). Специальное изучение их и разведка начались после

1945 г. и притом почти исключительно в низовьях Амура. На основе еще неполных данных о результатах этих работ выявлено около 25 массивов общей площадью около 200 км². Все они находятся в области нижнего Амура не далее 150 км от г. Николаевска среди мезо-кайнозойских экструзивов кислого и среднего состава в полосе древнечетвертичных вулканов Амуру-Уссурийской депрессии. Состав их, по-видимому, ничем не отличается от казахстанских аналогов. Так, на крупнейшем массиве (площадью 100 км²) по р. Правому Ваюну установлены корундовая, андалузитовая, диаспоровая, алунитовая, диккитовая и серицитовая минерализация. В окружающей вторичные кварциты пропилитовой зоне имеется полиметаллическое оруденение. Вторичные же кварциты, обнаруженные С. П. Соловьевым в 40-х годах на Сихотэ-Алине, представляются минералогически неясными. Автор уверен, что специальные ревизии осветленных вулканических пород приведут здесь к открытию массивов вторичных кварцитов и всех минеральных их типов¹.

2. ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Японские острова служат продолжением Корьякско-Курильского вулканического пояса. Они представляют самостоятельную тектоническую дугу, северным продолжением которой является Сахалин. Протягиваясь на юго-запад, Курило-Камчатская дуга подходит к Японской дуге в северо-восточном выступе о. Хоккайдо и здесь затухает (рис. 5).

Японская дуга, состоящая из нескольких складчатых дуг, расположена на месте бывшей геосинклинали, формирование которой началось в силурийский период. В девоне уже проявляется подводный вулканизм. Складчатость началась в триасе, усилилась в юрский период, наибольшей силы достигла в меловой, палеогеновый и неогеновый периоды и закончилась в постплиоцене. Эти периоды характеризуются интенсивной вулканической деятельностью. Многочисленные эруптивные центры в шарнирах антиклинорий дали обильные извержения, покрывшие «острова» поднявшихся из Тихого океана складок. Складкообразовательные процессы в миоцене сопровождались внедрением гранитных интрузий². Эпейрогенические движения конца третичного периода и начала четвертичного раскололи японскую дугу на глыбы, из которых одни поднялись, а другие опустились. Эти движения вызвали новую вулканическую деятельность, продолжающуюся и в настоящее время. Примерно посредине о. Хонсю проходит главная зона вертикальных нарушений «Fossa magna», которая делит Японию на две геологически отличные провинции: Северо-Восточную и Юго-Западную. Вторая сложена преобладающе мезозойскими и палеозойскими породами, а первая — преимущественно палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными.

Геологические структуры, литологический состав пород, металлогенические черты и неметаллические полезные ископаемые Японской области в общем сходны с таковыми Камчатки, но имеются и отличия, как, например, в простирании складчатых дуг, распространении и составе вулканических пород и кислых интрузий, масштабах проявления оруденения и т. д.

¹ Осенью 1962 г. Е. В. Быковская показала автору шлифы из вторичных кварцитов открытого у бухты Тетюхэ серно-мышьяково-диаспорового рудопоявления и андалузитовых кварцитов к северу от бухты, в которых оказался корунд.

² По данным К. Капеко (1954), общая площадь их около 50 000 км².

На Японских островах вулканические породы занимают площадь около 30% (на Камчатке 55%). Здесь, подобно Камчатке, распространены мезозойские (меловые), палеогеновые, неогеновые и четвертич-

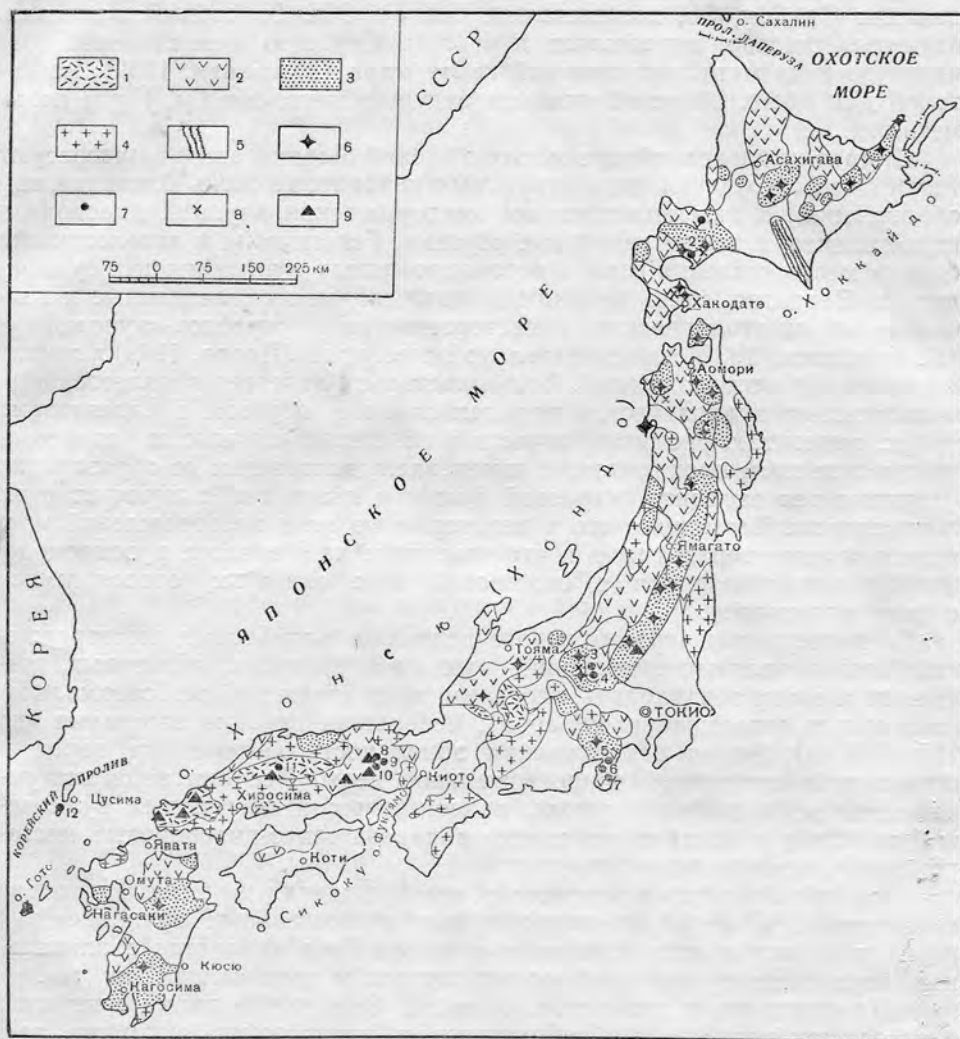


Рис. 5. Схема распространения изверженных пород вулканов и месторождений типа вторичных кварцитов на территории Японских островов

Экструзивные породы: 1 — меловые, преобладающе кислые и отчасти средние; 2 — третичные, преобладающе средние и кислые; 3 — четвертичные, преобладающе средние и отчасти основные

Интрузивные породы: 4 — кислые; 5 — основные и ультраосновные; 6 — действующие вулканы; 7 — алунитовые месторождения типа вторичных кварцитов; 8 — серные вулканические месторождения с черными сульфидами железа, близкие типу вторичных кварцитов; 9 — пирофиллитовые месторождения типа вторичных кварцитов

ные экструзивы, но первые развиты шире, чем на Камчатке, и притом они преимущественно кислые; палеогеновые и неогеновые на значительной площади кислые и среди четвертичных преобладают средние и лишь отчасти основные.

Общая площадь вулканических пород Японских островов составляет около 100 тыс. км². Из них на кислые приходится 25%, на средние 73% и на основные 2%. Меловые экструзивы занимают 10 тыс. км²,

палеогеновые и неогеновые 50 тыс. км² и четвертичные¹ 40 тыс. км². Общая длина вулканической зоны Японских островов около 2000 км.

Следует указать, что сходным геолого-металлогеническим особенностям Японских островов и Камчатки отвечают и аналогичные комплексы главнейших металлических и неметаллических полезных ископаемых: Cu, Hg, Sb, полиметаллы, Au, Fe, Mn, S, серный колчедан, алуниты, диаспор, пирофиллит и каолин. Сходство металлогении подчеркнуто и на металлогенической карте мира (Магакьян, 1959), на которой для обеих областей указаны ведущие металлы: Cu, Hg и полиметаллы.

В сравнительном обзоре месторождений Японии автора интересуют только месторождения типа вторичных кварцитов и очень близких к ним образований. К ним относятся все месторождения алунита, диаспора и пирофиллита, а также некоторые ртутные. Генетически и литологически близки месторождения серы и ассоциированных с ними черных сульфидов Fe. Вероятно, очень близки колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения «куроко»-«куромоно»² (К. Киношито, 1932), неосновательно отнесенные (Попов, 1949) в группу контактовых месторождений. Большинство их залегает в палеогеновых и неогеновых вулканических породах главным образом в андезитовых туфах, андезитах, риолитах, отчасти в глинистых сланцах и характеризуется типичным пропиловым изменением, доходящим до образования у рудных тел серицито-кварцевой фации и кварцитов с пирофиллитом и диаспором. Возможно, что в некоторых из этих месторождений проявлена и алунитовая фация и что известные на Камчатке рудопроявления Cu и полиметаллов в неогеновой зоне окажутся относящимися к типу «куромоно».

Характерными чертами многочисленных алунитовых месторождений Японии являются: тенденция рудных алунитовых, пластовых, гнездовых и иных тел уходить хвостами вниз (также и гидротермально-измененных окварцованных пород), небольшая глубина залегания (до 200—250 м), ясная вертикальная зональность измененных пород и присутствие остаточной гидротермальной серы. Все они залегают исключительно в полях меловых, палеогеновых и неогеновых вулканических пород и местами переходят в пирофиллит-диаспоровые месторождения, содержащие корунд.

Все пирофиллит-диаспоровые месторождения залегают, подобно алунитовым, в меловых, палеогеновых и неогеновых вулканических породах и только месторождения островов Гото находятся в апикальных верхушках гранит-порфировых штоков и вмещающих их миоценовых песчаниках и глинистых сланцах. Они также характеризуются пластово-трубчатыми, грибообразными и гнездовыми формами тел, которые идут вглубь до 200—250 м, но в своем составе имеют уже все «ведущие» минералы вторичных кварцитов Казахстана.

Что касается ртутных месторождений Японии, то из специальной сводной работы S. Nogі (1953) видно, что в обширной группе 50 месторождений, размещенных в неогеновых осадочных и вулканических породах (главным образом на юге и на севере), имеется несколько месторождений типа вторичных кварцитов, в которых проявлены кварцевая, алунитовая, пирофиллитовая и «каолинитовая» фации, сопровождающиеся пиритизацией. Околорудные гидротермальные изменения прочих месторождений — пропилового типа. Внутреннюю фацию последних, как указывает S. Nogі, составляют окварцованные породы или окварцованные и серицитизированные. Глубина залегания ртутных тел не превышает 100 м.

¹ По данным К. Капеко (1956), общая площадь палеогеновых, неогеновых и четвертичных вулканических пород 75 400 км².

² «Курумоно» и «куроко» — черная руда.

Серные месторождения вулканического генезиса на Японских островах — все они четвертичные — можно классифицировать подобно тому, как это сделал для Курильских островов и Камчатки Г. М. Власов (1958а) на: 1) поверхностные отложения серы у сольфатар и гидросольфатар, 2) серные потоки, 3) метасоматический тип и 4) кратерно-озерные отложения. Последний тип является сложным, потому что отложения происходят в горячих кипящих водоемах, питаемых окружающими и «подпирающими» их сольфатарами и гидросольфатарами. Это по существу осадочно-сольфатарно-метасоматический тип, представляющий не только месторождения серы, но обычно и ассоциированных с ней отложений черных сульфидов Fe, преобразующихся со временем в серноколчеданные месторождения.

3. ЗАБАЙКАЛЬЕ

Рассматриваемая область расположена между Средне-Сибирским плоскогорьем и государственной границей с Монгольской Народной Республикой и Китайской Народной Республикой. На территории области находятся Северо-Байкальское и Становое нагорья, Витимское плоскогорье и хребты Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Баргузинский, Яблоновый, Борщовочный и Нерчинский.

Являясь юго-западной окраиной Сибирской платформы, Забайкалье в своей большей (северной) части представляет область байкальской (конца протерозоя — начала кембрия) складчатости, а в меньшей (южной) — мезозойской. Между ними протягивается с юго-запада (из Монгольской Народной Республики) пояс герцинской складчатости, который выклинивается к середине Яблонового хребта.

Вулканические породы разбросаны отдельными полями в пределах зоны байкальской складчатости почти по всему нагорью. Наиболее крупные гөля (до 10 тыс. км²) находятся на северо-востоке между верховьями Лены и Олекмы, к югу от южной оконечности оз. Байкал и в Нерчинском хребте — в области мезозойской складчатости, откуда полоса их переходит в Монгольскую Народную Республику, где продолжается более чем на 250 км. Здесь надо отметить, что восточнее этой полосы по Хинганскому антиклинорию тянется до самой южной оконечности Большого Хингана огромное поле мезозойских кислых экструзивов длиной более 1000 км и шириной до 250 км. В тыловой части Хинганской тектонической дуги и в южном конце Большого Хингана широко раскинулись поля палеогеновых и неогеновых андезитов и базальтов. К этому самому большому на территории Китайской Народной Республики полю экструзивов, мало уступающему Центрально-Казахстанскому, Сё Цзя-жун (С. Y. Hsieh, 1956) привлек внимание своих коллег в отношении ревизии нахождение пород формации вторичных кварцитов.

Вулканические породы Забайкалья занимают около 40 тыс. км² или $\frac{1}{12}$ всей территории. Почти $\frac{1}{3}$ площади приходится на древние экструзивы, особенно на протерозойские, представленные в основном кислыми породами. Несколько меньшую площадь занимают мезозойские вулканические породы преобладающе основного и среднего состава. На долю четвертичных экструзивов приходится примерно $\frac{1}{6}$ от всей площади. Последние — преимущественно андезиты и базальты. В Витимском плоскогорье к северу от Читы они слагают очень большое поле, в котором сохранились следы вулканов.

Ревизии вторичных кварцитов в Забайкалье неизвестны, неизвестны также и работы, касающиеся нахождения этих пород. Установление здесь вторичных кварцитов представляется крайне интересным, особенно в протерозойских экструзивах, в которых они нигде в СССР не установлены.

4. СРЕДНЕ-СИБИРСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ

Эта огромная область значительно выровненной поверхности является основной частью Сибирской платформы, характеризующейся почти горизонтальным залеганием палеозойских и мезозойских отложений на докембрийском фундаменте, образованном архейской, протерозойской и байкальской складчатостями. Фундамент местами приподнят, а между поднятиями опущен на глубину до 5—7 км.

Еще в ордовикский период на всей платформе было море, в силуре оно резко сократилось, а в девонский период стало сушей. Силурийские отложения преобладающе лагунного и наземного характера. Девонский, карбоновый и пермский периоды характеризуются континентальными отложениями.

Ранняя — докембрийская магматическая деятельность проявлена главным образом по окраинам платформы в виде гранитных интрузивов, достигающих в Забайкалье огромных размеров. Каледонский магматизм проявился также по окраинам.

Характерной чертой геологии Сибирской платформы является необычайно сильное и широкое проявление в верхней перми — нижнем триасе экструзивного магматизма, выразившегося в образовании основных пород — траппов. Площадь развития¹ их около 1 млн. км². Траппы образуют мощные покровы и межпластовые приповерхностные интрузивы (силлы), согласные или почти согласные наслоению осадочных пород. Подводящие каналы силлов — дайки, трубки, жерла. Интрузивы сложены долеритами, порфирированными диабазитами, базальтами, реже дунитами, перидотитами и еще реже — кимберлитами.

Излиянию лав предшествовали выбросы огромной массы обломочного материала и образование туфов и туффитов, свидетельствующих против гипотезы исключительно трещинного образования покровных базальтов — платобазальтов. Химико-минеральный состав покровных траппов отвечает не только базальтам, но часто пикрито-базальтам и пикритам. Излияния по трещинам происходили в связи и вблизи извержений центрального типа.

Надо полагать, что извержения происходили с последующей слабой фумарольной деятельностью кислого характера, иначе в траппах проявились бы следы аргиллитового, а может быть, и алунитового изменения. Образования, подобные вторичным кварцитам, в траппах неизвестны. Немногочисленные, но основательные исследования послемагматического изменения траппов (Соболев, 1936; Моор, 1939; Кудряшова, 1959; Богачев, 1958; Ю. И. Дмитриева, 1959 г. и др.) свидетельствуют, что они являются изменениями пропилитового, цеолитового, серпентинитового, скарноподобного и карбонатитового типов.

Пропилитовый тип характеризуется мелкими цеолито-кальцито-сульфидными и кварц-кальцито-сульфидными жилками, около которых развиваются метасоматические минералы — уралит, хлорит, пренит, цеолит, альбит, апофиллит, а газовые пустоты в мандельштейнах заполнены халцедоном, кварцем, кальцитом, цеолитами и даже монтмориллонитом.

Цеолитовый тип выражен развитием цеолитов, замещающих плагиоклазы. Серпентинитовый тип составляет обычное явление в гипербазитах и хорошо известен по серпентинизированным кимберлитам алмазонасных трубок. Для скарноподобного типа характерно образование пироксено-магнетито-апатитовых и гранато-везувиано-диопсидовых жилок, которые В. И. Кудряшова относит к «палеофумарольной фации». Этот, как и первые два, тип изменений она считает происшедшим под воздействием «сильно щелочных растворов», с чем трудно согласиться. Генезис карбонатитового типа понимается по-разному, но

¹ Указываемая в литературе площадь 1,5 млн. км² завышена (Н. Н.).

все чаще геологи выступают за гидротермальное образование, представляя траппы продуктами изменения нормальных и щелочных гипербазитовых вулканических интрузий в толщах траппов. Ю. М. Шейнман (1957) полагает, что крупные карбонатитовые массивы «не могут считаться доказательством того, что карбонатиты не связаны с гидротермальной стадией и метасоматизмом». Нельзя не приветствовать его оригинальную мысль о том, что карбонатиты являются до некоторой степени геологическими аналогами вторичных кварцитов, формирующихся в вулканических аппаратах и породах преобладающе среднего и кислого состава.

5. САЛАИРО-САЯНО-АЛТАЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Данная область представляет узел горных хребтов, раскинувшихся в широтном направлении на 1200 км между западной оконечностью оз. Байкал и верховьями р. Иртыша и по меридиану на 600 км от границы Монгольской Народной Республики до Красноярска. На территории рассматриваемой области находятся Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саян, Алтай и хребет Тану-Ола.

Салаиро-Саяно-Алтайская область является средней частью Ангарской геосинклинали и делится на две области: большую северо-восточную Салаиро-Саянскую с поверхностным залеганием каледонских складок и меньшую юго-западную Алтайскую с поверхностным залеганием герцинских складок, переходящую в область аналогичных складок Центрального Казахстана.

Общая площадь полей вулканических пород около 53 тыс. км², что составляет примерно 1/14 всей территории (табл. 2).

Таблица 2

Распределение площадей вулканических пород

Период	Площади в тыс. км ²			
	основных и средних пород	пород разного состава	кислых пород	Итого
Кембрий	9	14	7	30
Девон	1	5	6	12
Карбон	1	3	3	7
Триас	1	—	—	1
Всего:	12	22	16	50

Соотношение площадей основных, средних и кислых экструзивов равно 1:1:1,8.

Кембрийские экструзивы, в которых значительную долю составляют кислые, находятся целиком в Салаиро-Саянской области, девонские же и карбоновые, в которых преобладают кислые породы, распространены главным образом в Алтайской области.

Каких-либо ревизий вторичных кварцитов в Салаиро-Саянской области, по-видимому, не проводилось, а в Алтайской вторичные кварциты были обследованы параллельно с другими работами: Н. Н. Куреком в 20-х годах, Н. И. Наковником в 1942 г., Л. Н. Бельковой в начале 50-х годов, Т. В. Кировой в 1954—1955 гг. и др.

В Салаиро-Саянской области вторичные кварциты точно установлены только на юге — в Туве, вблизи Актоврацкого месторождения асбеста в верховьях Енисея. Находятся они на южном склоне Куртшубинского антиклинория и залегают в красноцветной эффузивно-осадочной толще S₂—D₁.

Согласно статье В. А. Еремеева (1957), впервые признавшего «окремненные» породы вершины горы Сарах-хая за вторичные кварциты, в них залегает большая линза (до 150 м) диккитового диаспороносного агальматолита, имеющего пропластки кварцитов и диаспорилов. Исходные породы вторичных кварцитов — порфириды. Агальматолит давно известен местному населению, которое изготавливает из него различные украшения и предметы домашнего обихода. Мы уверены, что это не единственное месторождение типа вторичных кварцитов

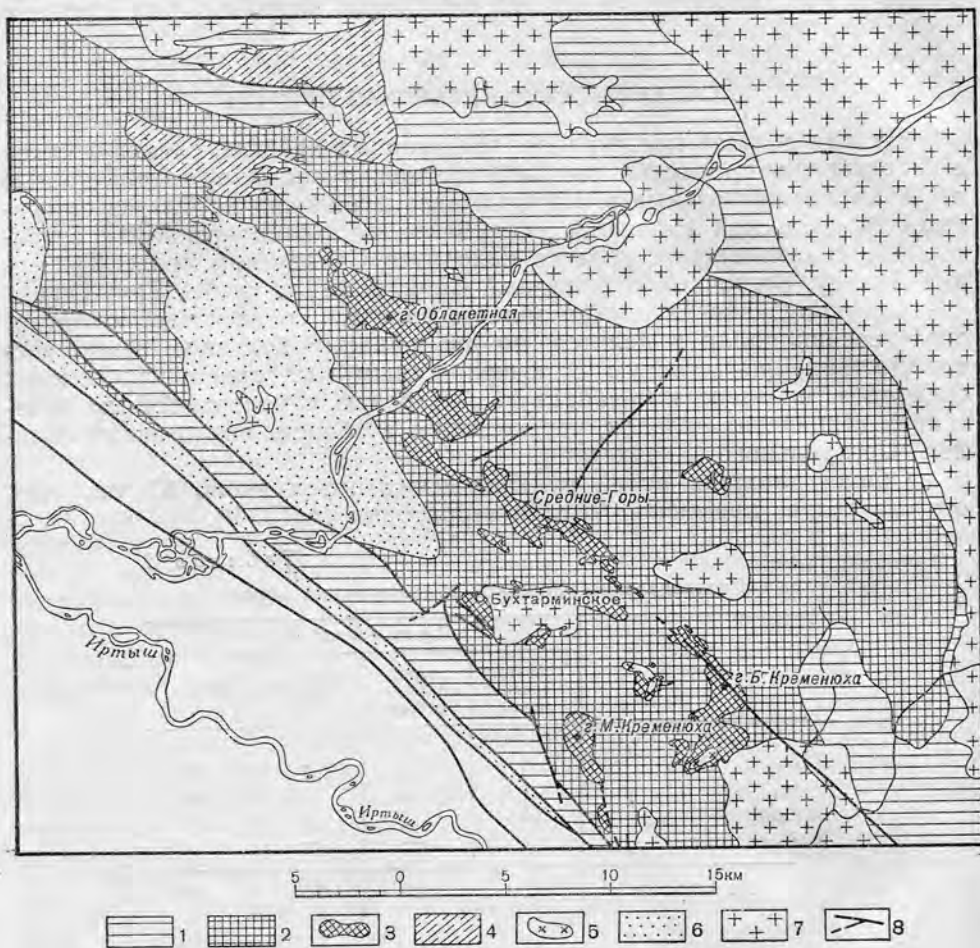


Рис. 6. Схема распространения массивов вторичных кварцитов юго-западной части Рудного Алтая (по Т. В. Кировой, 1958 г.)

1 — отложения верхнего девона; 2 — вулканогенные породы нижнего турне; 3 — массивы вторичных кварцитов; 4 — нормально осадочные отложения нижнего турне; 5 — субвулканические интрузивы; 6 — нормально осадочные отложения верхнего турне; 7 — гранитоиды; 8 — разломы

в Туве. Ртутные месторождения этой области и именно те, которые залегают в экструзивах, вероятнее всего, относятся к вторичным кварцитам. Присланные автору образцы рудовмещающих пород ртутного месторождения Герлихая оказались диккитовым агальматолитом.

В Алтайской области вторичные кварциты установлены пока только в Рудном Алтае между Алейским и Калбинским синклинориями вдоль Иртыша (севернее Иртышского разлома). Они установлены в трех местах — все в кислых и средних экструзивах D_2-C_1 : на северо-западе Рудного Алтая (в 15 м к югу от р. Алая), в 50 км севернее Усть-Каменогорска и по нижнему течению р. Бухтармы — вблизи Иртыша. Насчитывается около 20 полей вторичных кварцитов и все

они, за исключением двух, находятся в Бухтарминском районе. Общая площадь их около 75 км². Пространственно они связаны с субвулканическими интрузивами и вулканами, следы которых лишь недавно стали устанавливать в Рудном Алтае (Белькова, 1959; Кирова, 1959). По мнению Л. Н. Бельковой и Т. В. Кировой, алтайские вторичные кварциты являются продуктами фумарольно-сульфатарной деятельности. В целом они петрографически и минералогически тождественны вторичным кварцитам Казахстана. В списке минералов отсутствуют лишь корунд, андалузит и второстепенные — дюмортьерит, аугелит, лазулит.

Крайнее северо-западное поле, находящееся в степной части Рудного Алтая, представляет типичный массив вторичных кварцитов резко выдающейся формы — Вознесенскую сопку или «Вознесенский курган» вблизи полиметаллического месторождения. Сложен массив диаспоровыми и топазовыми кварцитами, включающими желваки и гнезда диаспороносного агальматолита (Наковник, 1944).

Среднее поле (к северу от Усть-Каменогорска) — это гора Глинка или Секисовское алунито-каолинитовое месторождение (Курек, 1930). Подробнее оно будет описано в III главе.

Крайние юго-восточные, или Бухтарминские, поля (рис. 6), которых насчитывают 18, расположены на небольшом удалении друг от друга на площади 10×20 км. Залегают они среди нижнекарбонных экструзивов кислого и среднего состава. Обследовались Л. Н. Бельковой (ВСЕГЕИ) и Т. В. Кировой (Ленинградский горный институт). Последняя установила на горе Большая Кременюха серицитовые, пиррофиллитовые, алунитовые, диаспоровые и топазовые кварциты. Серицитовые кварциты вмещают все последующие разности. Зональность расположения кварцитов осталась недостаточно изученной. Из всех 18 полей наиболее крупным является поле к северо-западу от Бухтарминского поселка.

6. КАЗАХСТАН

Казахстан является областью широкого развития вторичных кварцитов, что обусловлено его тектоникой, необычайно сильным проявлением экструзивного вулканизма и преобладающе кислым и средним составом вулканических пород.

Вторичные кварциты развиты только в Восточном мелкогорном Казахстане, в области так называемой Казахской складчатой системы, образованной на месте Ангарской геосинклинали.

Подъем из моря территории Восточного Казахстана начался в основную фазу каледонской складчатости — в конце ордовика, и почти закончился после самой сильной фазы герцинской складчатости, отмеченной в карбоне. Девонский и даже верхнесилурийский периоды характеризуются в Центральном Казахстане уже наземными вулканогенными образованиями, лежащими несогласно на каледонских складках, а мезозойская эра почти везде — континентальными отложениями, выполняющими небольших размеров впадины палеозойского фундамента, преимущественно по его окраинам.

Казахская складчатая система представляет «палеозойский клинообразный доколь», направленный острием на северо-запад, где он уходит под мощный мезо-кайнозойский платформенный чехол Тургайского прогиба и Западно-Сибирской низменности. На востоке она переходит в Алтайскую складчатую систему, а на юге — в складки Северного Тянь-Шаня.

В распределении складчатых структур наблюдается такая закономерность (Борсук и Яговкин, 1959): герцинские складки обнажены главным образом во внутренних частях и в широком основании «клина», а каледонские и докембрийские — по его периферии.

Древнейший же складчатый комплекс выступает преимущественно по южной, западной, северо-западной и северо-восточной окраинам палеозойского цоколя. Крупные блоки метаморфизованных пород докембрия, нарощенные комплексами каледонских складок, образуют на севере сильно изогнутые дуги, выпуклость которых обращена по оси «клина» на северо-запад.

Древние складки образуют размытые антиклинории: на севере — Кокчетауский, на западе — Улутауский и на юго-западе — Бетпақдалинский и Каратауский.

Каледонские складки образуют в области внешнего обрамления палеозойского массива крупные антиклинории: Тарбагатайский, Акчатауский, Чингизский и Абралинский на северо-востоке и Баянаульский и Майкаинский на северо-западном продолжении этой зоны. Во внутренней же части Восточного Казахстана они слагают Еременьтауский, Тектурмасский, Спасский, Джаман-Сарысуыйский, Нижнеатасуыйский и другие антиклинории.

Складки, обнаженные во внутренней части Восточного Казахстана, представляют в основном уже сооружения герцинской складчатости и ориентированы в основном на северо-запад. С образованием их связано возникновение зон глубинных разломов, определяемых теперь до нескольких сотен километров в длину: Бетпақдалинской, Успенской, Каратауской, Иртышской и др.

Герцинские движения, по Д. В. Наливкину (1957 г.), местами изменили простираия каледонских складок. Поэтому, но главным образом вследствие приспособления складок одновременно к трем платформам (Русской, Сибирской и Таримской), между которыми формировалась геосинклиналь, а также к жестким массивам ранней консолидации, схема складчатых структур Восточного Казахстана очень сложна. Все же в ней выделяются основные сильно изогнутые дуги, выпуклость которых обращена на юго-запад.

По общему развитию и расположению основных складчатых структур В. Ф. Беспалов (1954) считает герцинские структуры унаследованными от каледонских.

Некоторые герцинские складки образовались в зонах неглубокого погружения фундамента, другие же в областях значительного прогиба, внутри отмирающей геосинклинали, как, например, в Северо-Балхашском, Токраунском и, может быть, даже Карагандинском синклинориях.

К крупным антиклинориям, сооруженным в основном герцинскими движениями, относятся: Джунгарский, Чингизский, Тектурмасский, Балхашский, Акбастауский, Актау-Моинтинский и др.

Б. И. Борсук и В. И. Яговкин (1959) подчеркивают, что проявление интрузивного и экстррузивного магматизма в Восточном Казахстане перемещалось с северо-запада на юго-восток во внутренние его области, сохранившие подвижность до конца палеозоя (например, Джунгаро-Балхашская геосинклиналь в основании палеозойского «клина»).

Каледонский магматический цикл характеризуется излиянием преобладающе основных и средних лав и внедрением интрузий гипербазитов, которые прослеживаются в размытых сводах почти всех крупных антиклинориев, сформировавшихся в начале палеозоя.

Герцинский магматический цикл проявлен значительно полнее и шире каледонского. Он характеризуется интрузивами гранитоидов, многочисленными и часто огромными поля которых обнажены на севере и в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, а также большими полями преобладающе кислых и средних экстррузивов в той же геосинклинали и на ее периферии.

Благодаря установлению герцинской Джунгаро-Балхашской внутренней геосинклинали («интрагеосинклинали», по В. Ф. Беспалову)

в Казахстане и сложного рисунка складок по периферии, приспособившихся к жесткому окружению, становится понятным широкое проявление многочисленных центров извержения именно здесь, а не на северо-западе в вершине палеозойского клина.

Кажется, В. Ф. Беспалов (1954) первым указал на нахождение в этой области многочисленных размытых вулканических конусов и некков, а также «сотен и тысяч интрузивных жил того же состава, что и покровы лав». Он отмечает нередкое горизонтальное залегание лав, что автор наблюдал и на севере в Семейтауском вулканическом комплексе (рис. 7) и на юге в Прибалхашье, в горах Карахья, Байкозу и Дастар по правому берегу р. Токрау (недалеко от впадения в нее



Рис. 7. Край мощного покрова пермо-карбонных липаритов (риолитов) по рч. Карасу к югу от Семейтауского вулканического центра. Фото М. П. Русакова, 1925 г.

Дженишке), где покровы кислых лав лежат на гранитах, являясь или периферической частью площадной экструзии, или изливаниями, прикрывающими доколь прорванных гранитов. Покровы образуют там комплексы траппообразной формы, похожие на пагоды.

Проявление экструзивного вулканизма в Джунгаро-Балхашской геосинклинали началось со среднедевонской эпохи и достигло максимума в пермо-карбоне. С этим максимумом связано внедрение многочисленных гранитных интрузий не только по периферии: в Бетпақдалинском антиклинории, Тектурмасском, Чингизском и Джунгарском, но и посредине геосинклинали. По данным В. Ф. Беспалова, они располагаются на уровне некков и оснований вулканов и потому могут рассматриваться как приповерхностные лакколиты — «недоразвитые вулканы, застывшие под очень тонкой и трещиноватой оболочкой кровли».

Со времени открытия в Казахстане первого вулкана (Горностаев, 1925 и 1933) до 1958 г. не появилось ни одной специальной работы на эту тему. Вулканические сооружения считались глубоко денудированными на территории Восточного Казахстана, а массовое региональное развитие вторичных кварцитов с явными минералого-петрографическими признаками фумарольно-сульфатарной деятельности представлялось как проявление контактовых роговиков. Редкие высказывания о большой роли послемагматических процессов экструзивного вулканизма в образовании рудных месторождений Казахстана рассматривались как почти абсурдные.

Еще в 1948 г. Н. Г. Сергеев (1948, стр. 149—152) в работе об эффузивах Казахстана обошел молчанием центры эффузий, их фации и сольфатарные изменения и категорически отрицал концепцию фумарольно-сольфатарного генезиса вторичных кварцитов.

В 1958 г., т. е. через 30 с лишним лет, появилась вторая специальная работа об открытии вулкана в Казахстане (Русаков, Фремд, 1958а), а в 1959—1960 гг. вышли уже три работы на ту же тему (Русаков, Фремд, 1960; Никитина, 1959; Донских, Наковник, Петрова, 1959). Три из этих четырех работ описывают и массивы вторичных кварцитов, приуроченные к неккам.

На карте распространения изверженных пород в Казахстане (см. карту «Распространение вторичных кварцитов в Казахстане») видно, что экструзивы сосредоточены в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, но иногда выходят за ее пределы, слагая антиклинории: Чингизский — на северо-востоке, Тектурмасский — на севере, Бетпақдалинский — на западе и Джунгарский — на юге. Поле экструзивов вместе с интрузивными и осадочными породами имеет форму ромба размером 750×750 км, $\frac{1}{5}$ которого, по последним данным, составляют вулканические породы. Действительная площадь их больше, потому что они уходят по наклону палеозойского массива под мощный чехол кайнозойских отложений Балхашской впадины. Распределение вулканических пород по периодам и кислотности показано в табл. 3, из данных которой видно, что общая площадь кислых разностей в два раза больше основных.

Таблица 3

Распределение вулканических пород в Казахстане

Период	Площади в тыс. км ²			
	основных пород	пород разного состава	кислых пород	Итого
Докембрий	1	2	—	3
Кембрий	3	2	1	6
Ордовик	15	2	1	18
Силур	2	8	1	11
Девон	2	30	40	72
Пермо-карбон	7	16	17	40
Всего:	30	60	60	150

Действительное соотношение площадей кислых, средних и основных экструзивов в целом, вероятно всего, отвечает ряду 2:1:1, а в девоне и пермо-карбоне — 3:1:1.

Вторичные кварциты развиты на палеозойском обнаженном массиве на высоте 400—1000 м и выше в гребне Иртыш-Балхашского водораздела, редки. Они распространены только в ромбовидном поле палеозойских экструзивов — в пределах Джунгаро-Балхашской геосинклинали. За пределами Джунгаро-Балхашской геосинклинали известны одиночные, очень небольшие поля проверенных вторичных кварцитов и около двух десятков сомнительных, указываемых среди осадочных и метаморфических пород нижнего палеозоя.

Наибольшая концентрация массивов вторичных кварцитов приходится на пермо-карбоновые экструзивы и на центральную часть геосинклинали, на так называемый Токрау-Северобалхашский синклинорий, что кажется необычайным в сравнении с Камчаткой, Курильскими островами, Японией и Уралом. Вулканические аппараты, экструзивы и поля вторичных кварцитов располагаются там преимущественно в сводах антиклинорий. Надо полагать, что вулканы Токрау-Северо-

балхашского синклиория действовали по трещинам разломов в вершинной части складок синклиория.

На 1 января 1945 г. в Центральном Казахстане числилось 205 обривизованных массивов и около 70 необривизованных.

По имеющимся данным, на 1/1 1959 г. в Восточном Казахстане числится 235¹ обривизованных массивов и 177 необривизованных, из которых, вероятно, не менее половины окажется сложенными вторичными кварцитами. Таким образом, в настоящее время имеется фонд из трехсот с лишним массивов общей площадью около 2000 км², а собственно полей вторичных кварцитов — около 1200 км².

Общая площадь полей вторичных кварцитов 235-ти обривизованных массивов около 630 км²; 182 массива имеют площадь до 3 км², 36 — до 10 км², 10 — 30 км² и 4 — от 30 до 50 км². Какова их разведанность? Только на 43 массивах (1/5 часть) была проведена разведка, причем на большей части массивов она ограничилась мелкими канавами и шурфами, взятием проб и геологической и топографической съемками. Из этих 43 массивов только на 12 проводилась разведка с бурением и широким опробованием². Остальные 80% массивов обследованы бегом и притом с поверхности путем взятия с каждого массива от 10 до 100—150 образцов, изучавшихся под микроскопом с редкой параллельной проверкой их на содержание металлов: Cu, Mo, Au, Zn, Pb, Sn и W.

Около 75% массивов сконцентрировано на южном склоне Иртыш-Балхашского водораздела (около 30 на Сарысу-Балхашском водоразделе) в пределах Северо-Балхашского, Токраунского и Западно-Балхашского синклиориев. Вероятно, не один массив погребен под донными илами оз. Балхаш и молодыми отложениями Забалхашья.

Массивы вторичных кварцитов сочетаются в большие группы, то отделенные широкими полями осадочных пород и гранитов, то сближенные почти до слияния на южном склоне водораздела, где они очень скучены. В группах же северного и западного склонов массивы разрежены соответственно разреженности полей экстрезивов. В пределах больших групп массивы распределены неравномерно.

Выделяются следующие большие группы массивов вторичных кварцитов:

I. Коунрадская группа (Бектауата-Балхаш-Моинтинская) находится на площади 180×100 км, непосредственно прилегающей к оз. Балхаш и южному концу Караганда-Балхашской ж. д. Здесь расположено 20 необследованных массивов и 70 обследованных. Общая площадь обследованных полей вторичных кварцитов 165 км². Из всех массивов разведывалось всего 14, причем только на шести проводилось бурение. В группе известны: три небольшие меднопорфировые месторождения, одно золото-сурьмяное, одно золоторудное и одно медно-молибдено-андалузитовое — Коунрад, оставшееся недоразведанным, три мелких рудопроявления Cu, 11 месторождений диккито-алунито-диаспорового типа, восемь — дюрмортьерито-корундо-андалузитового типа и 1 — агальматолитовое (диккитовое).

II. Джемчи-Верхнеокраунская группа (Актогай-Акчатауская) примыкает к гребню водораздела, расположена на площади 150×100 км, недалеко от ст. Агадыр Караганда-Балхашской ж. д. Центр группы удален от ж. д. на 120—130 км. В этом высоко-мелкогорном районе, изрезанном верховьями рек Токрау и Джемчи, относительно богатом мелкими проточными водами, расположено 22 необследованных массива и 52 обследованных. Общая площадь обследованных полей вто-

¹ Десять массивов относятся к Южному Казахстану.

² Но даже на Коунраде, как свидетельствует Газизова (1957, стр. 69), скважины в большинстве случаев бурились на глубину зоны гидротермального изменения, не глубже выхода из зоны вторичного сульфидного обогащения.

ричных кварцитов 125 км². Из всех массивов разведывалось четыре и разбуривался один. В группе известно пять мелких рудопроявлений Cu, Mo, Pb, одно меднопорфировое месторождение, одно молибденовое (Тологой), относящееся, вероятнее всего, к грейзеновому типу, три — андалузитового типа, три — алунино-диаспорового, семь — алунитового и два — диккитового.

III. Темерчи-Кызылрайская группа расположена в промежутке гор Темерчи — Кызылрай-Кент и р. Кусак, площадь ее 100×70 км. Группа прилегает к гребню водораздела и значительно удалена от ж. д. Этот, подобный предыдущему, высоко-мелкогорный район, относительно богатый мелкими проточными водами (верховья р. Кусак), имеет 23 обследованных и 18 необследованных массивов с общей площадью обследованных полей вторичных кварцитов около 60 км². Из всех массивов разведывалось шесть и разбуривалось только два. В группе известно два меднопорфировых месторождения с Mo (Канинды-чеку и Южное Бес-чеку), одно бурожелезняковое с очень бедным полиметаллическим оруденением, три рудопроявления меди, три алунитовых месторождения, одно дюмортьерито-алунитовое, три андалузитовых, одно корундо-андалузито-агальматолитовое и одно пиррофиллито-диаспоровое.

IV. Группа Северо-Восточного Прибалхашья (Баканас-Токраунского водораздела) расположена в треугольнике р. Даганделы (правый приток Баканаса) и р. Кусак (левый приток Токрау), площадь ее 15 тыс. км². Центр группы отстоит от оз. Балхаш на 170 км и от Турксиба на 250 км. Это самый тяжелый из всех перечисляемых районов распространения вторичных кварцитов — солончаково-пустынный район со скудными солончатыми водами и единственной на водоразделе пересыхающей речкой, не доходящей до оз. Балхаш. Здесь числится 65 массивов, из которых обривизовано 29. Общая площадь обследованных полей около 70 км². Разведано всего два массива. Известно четыре рудопроявления меди, одно корундо-андалузитовое месторождение и одно корундовое.

V. Мунглы-Атасуйская группа расположена в бассейне верховьев Атасу и пересыхающих речек Карасай и Конжебасай, занимает площадь 120×100 км. В этом, подобном предыдущему, пустынном районе, центр которого (горы Мунглы) отстоит от ст. Сарысу на расстоянии 130 км, а от ст. Босога на 160 км, числится пять обследованных массивов площадью около 12 км² и 20 — необследованных. По данным Н. М. Салова (1942 г.), известно одно пиррофиллитовое месторождение и пиррофиллито-диаспоровое Сымтас, на котором установлено 13 линз длиной до 20 м при мощности до 5 м крупнозернистых диаспоритов, диаспоро-пиррофиллитовых и пиррофиллитовых пород.

VI. Чингиз-Чаганская группа расположена на площади размером 100×100 км, изрезанной верховьями р. Чаган и Ащису и пересекаемой хребтом Кан-Чингиз. Центр группы удален от Турксиба на 150 км. В этом высоко-мелкогорном районе, относительно богатом хорошими проточными водами, имеется шесть поверхностно обследованных массивов площадью свыше 50 км² и числится три необследованных. Из первых особенно выделяется крупный алуниноносный массив Чунай площадью свыше 30 км², в котором недавно обнаружены колчеданные залежи. Интересна группа массивов Бугалы-Урпек, где встречены рудопроявления меди, бурые железяки и холодные железистые источники.

VII. Семиз-Бугинская группа занимает площадь 1000 км², состоит из шести массивов, кучно расположенных у двух озер. Центральным и наиболее интересным здесь является крупный недоразведанный массив Большой Семиз-Бугу с крупными полями андалузитовых и алунитовых кварцитов, кварц-андалузитовых пород и с крупнейшим трубообразным корундо-андалузитовым телом, которое считается вырабо-

танным и хвост которого до сего времени не разведан на глубину. Рядом лежит большой алуниносный массив Малый Семиз-Бугу, оставшийся также недоразведанным. Крупный восточный массив Уш-Кагыл почти не обследован.

VIII. Карагандинская группа состоит из 22 обследованных массивов с общей площадью полей вторичных кварцитов около 60 км^2 . Кроме них, числится еще 14 необследованных массивов. Группа расположена на большой территории ($200 \times 150 \text{ км}$) бассейна верховья Нуры (главным образом ее левых притоков) и пересекается ж. д. Караганда — Целиноград. Центр группы — Караганда. Группа характеризуется, по имеющимся данным, в основном агальматолитом, алунином, пиррофиллитом и отчасти диаспором. Здесь известно два месторождения агальматолита и диккита, одно алуниновое, одно диаспоровое и, по данным Т. Н. Келль (1936 г.), одно очень крупное пиррофиллитовое месторождение Суран. Известно два рудопроявления меди. Разведывалось пять месторождений, но ни одно не разбуривалось.

IX. Амантауская группа площадью $100 \times 100 \text{ км}$ находится между средним течением рек Нурын, Сарысу и оз. Тенгиз. Район орошается верховьями речек Коң и Куланутмес, впадающих в оз. Тенгиз, и Сартысу — притока Сарысу. Центр группы находится в 100 км от ж. д. Жарык — Джекказган. Здесь числится 14 массивов, из которых поверхностно обследовано только два в горах Амантау.

X. Группа Джунгарского Алатау расположена на южном склоне западной оконечности хребта вблизи р. Или и южного конца ж. д. Семипалатинск — Алма-Ата. Здесь на площади 20 тыс. км^2 разбросано около 10 небольших обследованных массивов вторичных кварцитов преимущественно диккитового и алунинового типов. Все они представляют небольшие месторождения алунита и агальматолита; только одно из месторождений — Катутау — является меднопорфировым и в массиве Архарлы отмечено медное рудопроявление.

Помимо указанных групп (табл. 4), зарегистрировано еще около 30 массивов вторичных кварцитов, разбросанных по окраине, например в Джекказганском и Кокчетавском районах, в пределах редких островков экстрезивов, а также между Баян-Аулом и Каркаралинском.

Из обзора групп видно, что экономически наиболее важными являются первые три южные группы: Коунрадская, Джамчи-Верхнетокраунская и Темерчи-Кызылрайская, а также две северные: Семиз-Бугинская и Карагандинская. Они находятся в благоприятных природных и экономических условиях, лучше обследованы, имеют наибольшее количество массивов и обладают наибольшими минеральными ресурсами.

Возможно, что так называемые обривизованные, обследованные массивы вторичных кварцитов, не попавшие в категорию месторождений (их втрое—вчетверо больше общего числа месторождений), при новом более тщательном обследовании дадут не одно крупное месторождение глиноземного сырья, корунда, а может быть, и металлов.

Внешне вторичные кварциты Казахстана разнообразны, но в общем резко отличны от других пород.

Минералы их, трудно поддающиеся выветриванию, особенно главный — кварц, составляющий 50—100% породы, обусловили необычайную сопротивляемость кварцитов физико-химическому изменению. В результате образовались устойчивые массы — массивы, резко возвышающиеся над массивами других пород и притом своеобразной формы и особого рельефа, которые выражаются в подчеркнутой конусообразности, ребристости скалистых склонов или в зубчатости скалистых гребней, выступающих на округлых, вытянутых грядках.

Эти черты, общие для всех массивов вторичных кварцитов на территории СССР, как, впрочем, и других стран, приобрели в сухом и безлесном Казахстане особую подчеркнутость на фоне мелкосопочного

Сравнительная экономическая характеристика районов распространения вторичных кварцитов в Казахстане¹

Экономическая характеристика района	Районы распространения вторичных кварцитов											
	Коунрацкий	Джаңи-Верхне-токрауский	Темерий-Кызыл-райский	Северо-Восточный-Прибалхашский	Мунгла-Агасуй-ский	Чингиз-Чаганский	Семиз-Бугинский	Карагандинский	Амантауский	Джунгарский Алау	Прочие	Итого
Площадь района, в тыс. км ²	18	18	7	15	12	10	1	30	10	20		
Обследовано массивов	70	52	23	29	5	6	5	22	2	10	11	235
Площадь обследованных полей вторичных кварцитов, км ²	165	125	60	70	12	50	45	60	5	10	28	630
Осталось необследованных массивов	20	22	18	36	20	3	1	14	12	—	31	177
Разведанных массивов	14	4	6	2	1	1	2	5	—	8	—	43
Из них разбуренных	6	1	2	—	—	1	1	—	—	2	—	12
Месторождений метал-лорудных	4	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	9
Месторождений комп-лексных ²	2	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	4
Рудопроявлений	3	5	3	4	—	1	—	2	—	1	—	19
Месторождений корундо-домортьерито-андалу-зитового типа	8	3	4	2	—	—	1	—	—	—	—	18
Месторождений диккито-пирофиллито-диаспо-ро-алунитового типа	11	13	5	—	2	—	1	5	—	6	1	44
Всего неметал-лических место-рождений	19	16	9	2	2	—	2	5	—	6	1	62
Удаленность ³ от ж. д. в км	Не постр.	120	150	220	130	150	130	Не постр.	100	Близ-кая	—	—
Водные ресурсы ⁴	2	4	4	1	1	4	4	5	3	4	—	—

¹ По состоянию знаний на 1/1 1959 г.

² Металлических и неметаллических руд.

³ Удаленность центра района.

⁴ В относительной оценке.

ландшафта. Они служили первыми главными поисковыми признаками вторичных кварцитов во всех ревизиях потому, что позволяли узнавать породы за несколько десятков километров. Для иллюстрации приводим фото и зарисовки некоторых наиболее известных или крупных массивов (рис. 8, 9, 10, 11).

Характерным внешним признаком вторичных кварцитов является светлый и белый цвет пород и нередкое присутствие белых пятен каолинитов, располагающихся обычно у подножия массива на выходах вмещающих пород.

Иногда белые пятна — это сильно выветрелые серицитовые кварциты, а иногда — действительно каолинизированные породы и притом

каолинизированные спускающимися с массива атмосферными водами, подкисленными H_2SO_4 , которая образуется при разложении пирита, импреньирующего кварцита. Глубина каолинизации невелика, она лимитируется уровнем грунтовых вод. Возможно, что некоторые, а может



Рис. 8. Северный конец массива вторичных кварцитов Кара-чеку в Центральном Казахстане. Вид на север., 1953 г.



Рис. 9. Массив вторичных кварцитов Северный Коунрад. Вид с юга. На переднем плане меднорудное поле в первый год (1929 г.) разведки

быть, и многие неизученные каолиновые поля в массивах вторичных кварцитов окажутся полями гидротермальной аргиллизации.

К числу характерных внешних признаков массивов вторичных кварцитов относятся буровато- и темно-красные лимонитовые поля, располагающиеся главным образом у подножий и на склонах, редко на вершинах. Окраска их изменяется от ярко-желтой через зеленовато-желтую до красной и темно-буровато-красной, почти черной. Лишенные травы, они придают массивам в сочетании с резкостью рельефа мрачный вид. К таким массивам относятся: на юге Джаур, Джорга, Кара-чеку и Каргыл, а на севере Беркуты и Малый Семиз-Бугу. Неуди-

вительно, что именно этот тип массивов привлек внимание геологов-прикладников, усмотревших в нем колчеданный тип месторождений с «железной шляпой». Лимонитовые поля образуются и за счет экзотического лимонита, вынесенного сверху при окислении пирита и, что реже, за счет местного лимонита, образовавшегося в местах сильной пиритизации и на месте жил и гнезд пирита. Буровато- и красновато-

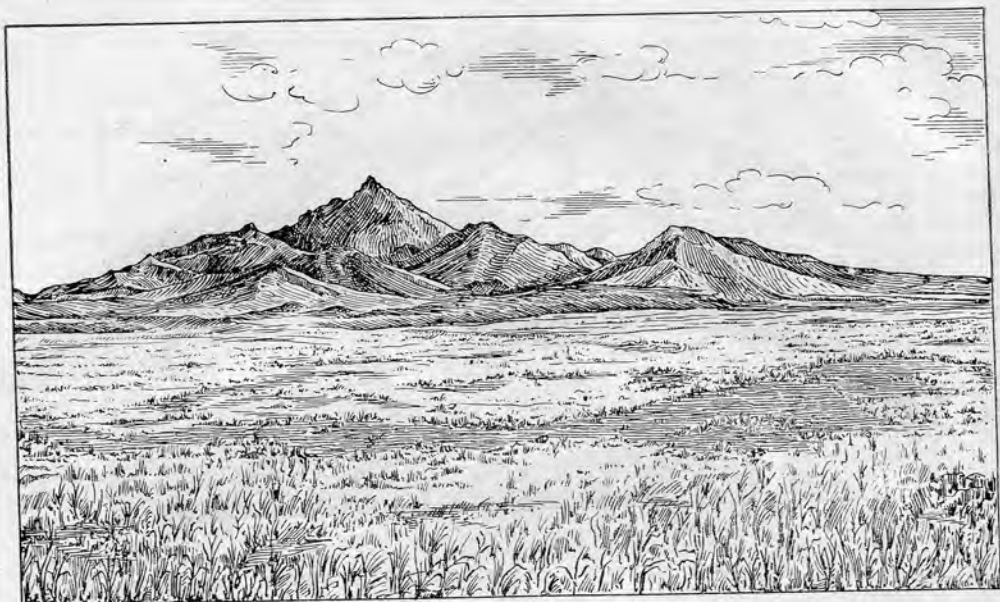


Рис. 10. Массив вторичных кварцитов Джалпак-каин (Центральный Казахстан). Вид с юго-востока



Рис. 11. Массив вторичных кварцитов Большой Семиз-Бугу (Центральный Казахстан). Вид с востока

черная окраска кварцитов иногда обязана не лимониту, а гипогенному гематиту, как, например, на дюмуртьерито-корундо-андалузитовом месторождении Жанет. В этих случаях отсутствуют желтоватые тона, что в лимонитовых полях, очевидно, обусловлено наличием супергенного ярозита.

Указанные признаки отразились на названиях гор, хребтов, гряд и сопок, сложенных вторичными кварцитами. Эти названия передают представление о резкости, изолированности горных масс. Они комбинируются с терминами, передающими характерные цвета пород: белый, красный, черный. Отсюда названия: Улькунджар — большой обрыв,

Кызылджар — красный обрыв, Шайтанды — чертовы горы, Актас — белый камень, Беркуты — орлиные горы, Кара-теке — черный козел, Джорга — иноходец, Бугу — марал, Карабас — черная голова, Коунрад (первоначально Коунрат) — темно-серый конь, Жеке-жуван — одинокий толстяк, Быр-ксы — один человек, Джиланды — змеиные горы, но чаще всех фигурируют названия с прибавлением «шоку», что значит пик, острый холм.

Из внешних признаков, характерных для вторичных кварцитов, надо отметить запах сероводорода, ощущаемый при ударе молотком по обнажению. Выделяется ли H_2S только в окисленной зоне, т. е. из H_2SO_4 , или также и в глубинной и притом из алунитовых и всех пиритизированных разностей, неясно. Интересно выяснить источник сероводорода, учитывая, что самородная сера вулканических процессов, сохранившаяся в плотных породах глубинной зоны, переходит при высокой температуре в H_2S . А может быть, это реликтовый сероводород, сохранившийся в опалитах, перешедших потом в кварциты, и теперь эманлирующий из пор при разрыве породы от удара молотка?

К внешним признакам относятся реликтовые структуры, по которым видно, что на 90% вторичные кварциты образовались из кислых и средних вулканических пород: лав разнообразного строения, туфовых лав и пирокластических пород — туфов, туфобрекчий и туфоагломерат брекчий.

Геологическое положение отдельных массивов вторичных кварцитов до последнего времени признавалось большинством геологов как «типично контактовое». При этом демонстрировались такие группы их, как Бектауатинская и Кызылтасская на южном склоне главного водораздела, где они располагаются около крупных гранитных интрузий, как Семиз-Бугинская на севере по краю большой гранитной интрузии. Но игнорировался Коунрад, на котором вторичные кварциты залегают в грибообразной жерловине — некке, что доказала К. С. Газизова в 1948 г., игнорировалась Каргалинская группа в водораздельном гребне около малой вулканической интрузии гранитов и не замечались группы, весьма удаленные от больших интрузий. В этих последних предполагались скрытые интрузии, и вторичные кварциты рассматривались как мощные «шляпы» контактовых роговиков с такой зональностью: на самом контакте корундо-андалузитовые кварциты, выше — диаспоровые и наверху — алунитовые, диккитовые, серицитовые. Не замечалось нахождение вторичных кварцитов в явных жерловой и околожерловой фациях, как убедительно показали недавно М. П. Русаков и Г. М. Фремд (1958, 1960) для Джунгарского Алатау и В. В. Донских (1959) для дюмортьерито-корундо-андалузитового месторождения Жанет в Северо-Западном Прибалхашье, на котором верхнепалеозойская гранитная интрузия не только не ороговиковала покровов кислых лав, но и не разложила алунита в ксенолитах вторичных кварцитов, отторженных интрузией.

Детальное описание условий залегания вторичных кварцитов Семиз-Бугинской и Бектауатинской групп будет дано ниже, а здесь заметим только, что в этих и аналогичных группах гранитные интрузии располагаются, выражаясь терминами В. Ф. Беспалова, «на уровне оснований вулканов, их некков и в покровах лав», поступивших из этих же интрузий. Напомним раннее указание М. П. Русакова (1934) на пространственную связь корундоносных вторичных кварцитов с гипабиссальными интрузиями.

Если обратимся к одной из тесно скученных групп массивов в верховьях р. Джамчи, удаленных от гранитных полей, — Каргалинской группе на южном склоне Иртыш-Балхашского водораздела, то на геологической карте (рис. 12) увидим следующее: 14 массивов вторичных кварцитов площадью от 0,2 до 10 км² расположены в огромном поле

экструзивов вокруг депрессии, в юго-западном конце которой обнажен шток порфиroidных гранитов. Массивы возвышаются над депрессией на 70—170 м. Следует отметить, что крутые склоны их падают к штоку, к депрессии, а пологие — от них. Вторичные кварциты представлены широко развитыми алунитовым, алунито-диаспоровым, диаспоровым типами и особенно монокварцитами. Вероятно, этот участок представляет денудированную кальдеру, по краям которой действовали группы гидросольфатар.

Пространственная связь вторичных кварцитов с вулканами хорошо выражена на юге — в Джунгарском Алатау, в широко развитых там

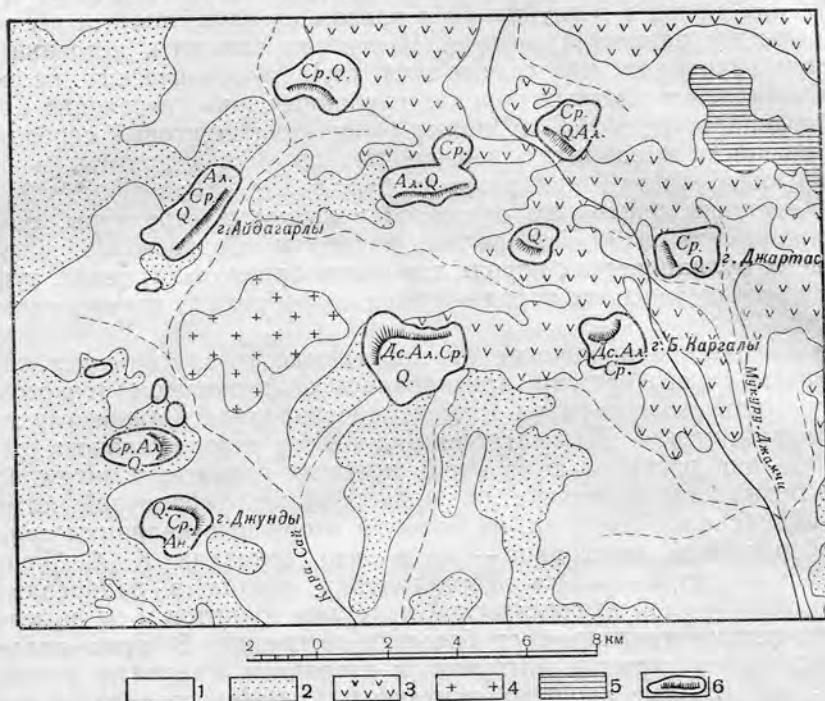


Рис. 12. Схема геологической карты участка Каргаллинской группы массивов вторичных кварцитов (по А. С. Осипову и И. С. Маркову, 1936—1938 гг.)

1 — наносы; 2 — эффузивные порфиры и их туфобрекчии; 3 — эффузивные порфиры и их туфобрекчии; 4 — гранитоиды; 5 — ороговикованные сланцы; 6 — вторичные кварциты (штрихами показано падение крутых склонов)
Основные типы вторичных кварцитов: Ал — андалузитовые; Дс — диаспоровые; Ал — алунитовые; Ср — серицитовые; Q — монокварциты

пермо-карбонных экструзивах. Здесь, на южном склоне западного конца Алатау, числятся около 10 массивов вторичных кварцитов. В действительности их, вероятно, больше. Все они характеризуются алунито-диккитовой минерализацией и одинаковыми условиями залегания. В результате ревизии их в горах Архарлы установлены три поля вторичных кварцитов алунито-диккитового типа. Они расположены в андезито-дацитовом поле непосредственно около сопки Кызылчеку, представляющей, как подробно описывают М. П. Русаков и Г. М. Фремд (1958), ясно выраженную вулканическую жерловину — некк из полустекловатых микросферолитовых фельзитовых порфиров. «Флюидалность порфиров в центре некка, — пишут авторы, — вытягивается по эллиптической линии, повторяя контуры вулканического кратера, и падение ее распределяется веерообразно от центра кратера к периферии». Диаметр жерловины 800×1300 м. В тектонических брекчиях подножия прослежено медное оруденение на расстоянии 1 км.

Второе место — горы Чулак с давно известным месторождением агальматолита у сопки Кара-чеку, обследованным многими геологами, а в 1940 г. А. В. Барбот де Марни (1949), представляет не менее интересный пример. Здесь широко развиты полого залегающие эффузивно-пирокластические и туфогенно-осадочные породы верхнего карбона и нижней перми и слабо проявлены гранитные интрузии. Сопка Кара-чеку (в основании ее размеры 1200×1700 м) с гнездами агальматолита в логу представляет, по описанию обследовавших ее в 1957 г. М. П. Русакова и Г. М. Фремда (1958а), жерло вулкана, а издали — «идеальный одинокий конус, похожий на вулкан». Она сложена полустекловатыми фельзитовыми порфирами тонкофлюктуационной текстуры. Контакт их с вмещающими туфоосадочными и пирокластическими породами эруптивного характера. Фельзиты окварцованы и обогащены обломками фельзитов ранних излияний, а по периферии насыщены обломками пород из стенок жерла. Гнезда диккитового агальматолита залегают в окварцованных и каолинизированных туфах.

Третий пример — в горах Кату — наиболее интересен. По данным Г. В. Нехорошева (1957) и М. П. Русакова и Г. М. Фремда (1960), горы Катутау представляют мелкогорное плато, характеризующееся сильно развитой глыбовой тектоникой и «многочисленными цирками с амфитеатрами скалистых сопок», что хорошо видно с самолета. «В центрах цирков имеются отдельные более высокие вершины, напоминающие вулканические некки». Горы сложены в основном пермскими эффузивно-пирокластическими породами и только на северо-западном краю выступают штоки герцинских гранитов, гранодиоритов и габбро. Вулканические некки установлены впервые Г. В. Нехорошевым при съемке гор в 1954 г., а в 1959 г. подтверждены М. П. Русаковым и Г. М. Фремдом, описавшими их подробно.

Вулканические некки расположены в центральной части гор в сплошном поле экструзивов. М. П. Русаков и Г. М. Фремд выделяют только три некка: северный размером 600×1000 м, центральный диаметром 350 м и южный из трех некков, наибольший из которых размером 400×1750 м.

Первый некк представляет одинокую вершину, сложенную флюидалными дацитами с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Почти везде они превращены во вторичные кварциты алунино-диккитового типа, а местами пропилитизированы. Флюидалность, ее направление и отношение к вмещающим породам свидетельствуют о механизме образования некка «подобно выдавливанию из тюбика жидкой пасты». Вмещающие покровные плагиоандезиты и их туфобрекчии, в которых имеются горизонты, насыщенные вулканическими бомбами величиной до арбуза, пропилитизированы.

Центральный некк, сложенный окварцованными дацитовыми фельзитами, представляет хаотическое нагромождение скал. Окварцованные породы представляют типичные вторичные кварциты алунитового и диккитового типа. Вмещающие туфоагломерат-брекчии андезито-дацитового состава сохраняют во всех точках периферии падение внутрь некка.

Из южных некков, также сложенных окварцованными дацитовыми фельзитами и алунино-диккитовыми кварцитами, наиболее интересна кольцевая дайка — некк диаметром 500 м. Эта дайка представляет кольцевую цепь вершин, замыкающую котловину, которая сложена пропилитизированными пирокластическими породами андезито-дацитового состава, несущими на площади 30 тыс. м² видимую медную минерализацию. Медное оруденение проявлено и по периферии северного и центрального некков и имеет рассеянную форму. Характерно, что оно проявлено главным образом не во вторичных кварцитах, образовавшихся почти исключительно из кислых лав, а во вмещающих экстру-

зивах более основного состава и сопровождается пропилитизацией. По нашему мнению, рудоконтролирующим является не экранирование кольцом фельзитов, как полагают М. П. Русаков и Г. М. Фрейд, а химизм рудовмещающих пород.

Перейдем к краткой минералого-петрографической характеристике вторичных кварцитов и полезных ископаемых, которую по каждому из 235 массивов наглядно иллюстрируют таблицы (см. приложение).

Помимо кварца и рутила, а также пирита или гематита или обоих вместе, во вторичных кварцитах встречаются следующие вторичные гипогенные минералы, перечисляемые в порядке их распространения (частота встречаемости показана относительными числами):

Серицит	— 160	Барит	— 10
Алунит	— 120	Топаз	— 10
Андалузит	— 50	Зуниит	— 10
Диккит	— 46	Мусковит	— 10
Диаспор	— 45	Турмалин	— 5
Корунд	— 40	Лазулит и аугелит	— 5
Дюмортьерит	— 30	Ильменит	— 2
Гематит	— 10	Хлорит	— 2

Здесь не указаны реликтовый кварц и циркон, а также сульфиды Cu, Mo, Pb, Zn, As, Sb и некоторых других металлов, распространение которых, а также продуктов окисления в супергенной зоне, в большинстве массивов не выявлено. Обычные минералы этой зоны: лимонит, гидрогематит, ярозит и реже каолинит составляют примеси. Лимонит, вероятно, главным образом перенесенный, иногда настолько обогащает поверхностную зону склонов и подножий, что образует лимонитовые поля с бурыми железняками площадью до 1 км и больше.

Почти для всех гипогенных минералов установлены моно- и биминеральные скопления — рудные тела. По имеющимся данным, наиболее распространенными и крупными являются кварцевые метасоматические тела — так называемые монокварциты.

Значительно менее распространены алунитовые, андалузитовые, диккитовые, диаспоровые, пиррофиллитовые (агальматолитовые), корундовые и гематитовые тела, залегающие в виде желваков, гнезд, трубчатых залежей, жил и линз, измеряемых десятками сантиметров, реже метрами и очень редко, как на Семиз-Бугу, десятками метров. Для таких минералов, как барит, мусковит, дюмортьерит, топаз, зуниит и турмалин, установлены редкие и незначительные скопления, образующие жилки, желваки и маленькие гнезда. Пирит не обнаружен в значительных скоплениях, кроме как на Чунае, и обычная форма нахождения его — это мелкие жилки и рассеянные зерна. Для рассеянного рутила известно пока только лишь одно место, где он обнаружен в скоплениях, — это корундовое тело Семиз-Бугу. Возможно обнаружение кварцитов, сильно обогащенных рутилом, как это выявлено на шведском месторождении Болиден.

Указанными минералами не исчерпывается список полезных ископаемых вторичных кварцитов Казахстана. Надо ожидать обнаружения в более крупных скоплениях золота, а также теллуридов Au, арсенидов, антимонидов, висмутидов и особенно сульфосолей Ag, Pb, Cu и Zn. Можно предположить нахождение минералов редких и радиоактивных элементов, как это выявлено в андалузитовом типе вторичных кварцитов на Болидене и в алунитовом — на месторождении Мэрисвелл в штате Юта.

На данном этапе изучения вторичных кварцитов Казахстана рассеянный тип руд, особенно глиноземного сырья, представляется более значительным, чем моно- и биминеральных тел. Геологические запасы этого пока еще потенциального сырья, характеризующегося 10—20—

30%-ным содержанием рудного минерала, огромны: сотни миллионов тонн. Так, на одном Коунраде А. С. Богатырев (1941) определил 42 млн. т 16%-ных андалузитовых кварцитов, на Семиз-Бугу К. Н. Озеров подсчитал в 1936 г. по категории С₁ 66 млн. т 10—30%-ных андалузитовых кварцитов.

Рассеянными рудами вторичных кварцитов являются обычные их минеральные типы, в которых главные после кварца ведущие минералы: корунд, андалузит, алунит и т. п. представляют рудные минералы. Так, давно известны следующие минеральные типы вторичных кварцитов, перечисляемые в порядке уменьшения площадей распространения: серицитовый, алунитовый, андалузитовый, диккитовый, диаспоровый, корундовый и некоторые другие, менее распространенные. Мы не упоминаем кварцевый тип — монокварциты, о котором говорили выше, и пиррофиллитовый, распространение которого неясно из-за сходства пиррофиллита с серицитом.

Распространение андалузитовых, диаспоровых и диккитовых кварцитов (каждого из них) представляется в 3—4 раза меньше алунитовых и серицитовых кварцитов, а корундовых — в 8—12 раз меньше. Так, если алунитовые кварциты развиты в 120 массивах, то андалузитовые — в 50, диккитовые — в 46, диаспоровые — в 40, а корундовые — только в 16 массивах и притом на очень ограниченных площадях. Среднее объемное содержание ведущих минералов в минеральных типах по результатам микроскопического опробования следующее:

Тип	Содержание, %	
Корундовый	корунда	5—10
Андалузитовый	андалузита	10—20
Диаспоровый	диаспора	10—20
Алунитовый	алунита	20—30
Диккитовый	диккита	40—45
Серицитовый	серицита	40—45

Содержание ведущего — рудного минерала в кварцитах местами увеличивается до 50—60% и выше и они переходят в би- и даже мономинеральные породы — чистые руды.

Во вторичных кварцитах Казахстана известно всего 12 металло-рудных месторождений (не считая месторождения Тологой): Коунрад, Катутау, Каинды-чеку, Южное Бес-чеку, Борлы, Джеке-Джуван, Карабас, Сокуркой, Науразбай, Торткуль, Кара-чеку и Чунай. Первые восемь являются медными молибденоносными месторождениями типа «роггнугу соорег», Кара-чеку — полиметаллического типа, Науразбай — золото-сурьмяное, Торткуль — золоторудное, Чунай — колчеданное. Многие геологи относят в эту группу и молибденовое месторождение Тологой, но оно, вероятнее всего, относится к грейзеновому типу. Меднопорфировые месторождения Боше-Куль, Коктас-Джал, Коктас-Джартас и подобные им в Центральном Казахстане, а также редкометальные и золоторудные (Майкаин, Мизек, Алкамерген), рассматриваемые еще и теперь некоторыми геологами как «вторичнокварцитовый» тип, к этому типу не относятся¹.

В 19 массивах установлены мелкие проявления медных, медно-свинцовых и медно-полиметаллических руд, отношение которых к тому или иному минеральному типу вторичных кварцитов не выяснено. Кроме того, еще указываются вне массивов около 50 рудопроявлений вторичнокварцитового типа, околорудные изменения которых не изу-

¹ М. П. Русаков и Г. М. Фремд (1958) насчитывают 55 рудных месторождений типа вторичных кварцитов. Это неверно. Большая часть их относится не к формации вторичных кварцитов, а к другим формациям: пропилитовой и грейзеновой.

чены. Автор не решается относить их к этому типу по одному лишь внешнему признаку окварцевания.

Более многочисленны месторождения глиноземного сырья и корунда. Их насчитывается около 65. К ним относятся промышленно интересные массивы, в которых установлены большие площади рассеянной минерализации в десятки, сотни тысяч квадратных метров и даже в миллионы квадратных метров с относительно высоким средним содержанием минерала и с моно- и биминеральными телами. В большинстве своем это комплексные месторождения.

Только половина алунитовых месторождений — их насчитывается около 30 — относится к чисто алунитовому типу, другие же являются комплексными, и в них алунитовые участки перемежаются с диккитовыми или диаспоровыми, или с теми и другими. Такая тесная связь алунитообразования с формированием диккита и диаспора отмечается и в алунитоносных массивах других районов, а также в зарубежных месторождениях. Три алунитовых месторождения Казахстана являются также и медными (Сокуркой, Чунай и Катутау).

Диаспоровые месторождения сравнительно с алунитовыми малочисленны. Два месторождения являются более или менее чистыми. На остальных пяти диаспоровые кварциты перемежаются с алунитовыми, диккитовыми и пирофиллитовыми, а отдельные небольшие линзы диаспоритов окаймляются пирофиллитовой породой (Сымтас и Улукпанын-Кызыл).

Андалузитовых месторождений больше, чем диаспоровых. Десять месторождений представляют более или менее чистый тип, а восемь — комплексный: корундо-андалузитовый и даже корундо-андалузито-алунитовый и еще более сложный, например месторождение Калактас. Одно андалузитовое месторождение (Коунрад) является также и медно-молибденовым. Тесное сонахождение корунда и андалузита позволяет рассматривать все андалузитовые месторождения во вторичных кварцитах Казахстана как возможные корундовые. Не надо забывать, что открытие Семиз-Бугу началось с обнаружения корундовой гальки. Из числящихся на сегодня десяти корундовых месторождений только одно, Семиз-Бугу, является непревзойденным. Прочие же относятся к прожилково-рассеянному типу минерализации с бедным (5—10%) содержанием корунда и незначительными гнездами корундовой породы.

Диккитовые месторождения (их 14), из которых половина находится в Джунгарском Алатау, представляют большие участки диккитовых кварцитов со средним содержанием диккита 40—45%. Среди них в большинстве месторождений установлено более высокое содержание диккита, а также мономинеральные скопления его — чистые агальматолиты в виде желваков и мелких гнезд размером в десятки сантиметров. Большая часть этих месторождений является комплексным типом — алунито-диккитовым или более сложным.

Пирофиллитовые месторождения — их всего четыре-пять — известны пока как месторождения, в которых установлены богатые чистые пирофиллитовые породы. Крупнейшим является месторождение Суран, расположенное к югу от Караганды, в котором запасы пирофиллитовой породы составляют около 4 млн. т. Остальные месторождения представлены небольшими линзами пирофиллитовой породы с сердцевинной из диаспоритов.

Дюмортьерит известен почти только среди андалузитовых и серицитовых кварцитов в виде вкрапленности, жилок и незначительных скоплений. Максимальное содержание его составляет 50—60% и очень редко 80%. Площади таких дюмортьеритоносных участков небольшие: десятки квадратных метров. Чистых дюмортьеритовых пород пока не

обнаружено. Более или менее значительные концентрации дюротьерита известны на пяти массивах.

В заключение общего обзора полезных ископаемых упомянем зуниит, характерный как примесь в алунитовых, диккитовых и диаспоровых кварцитах. Значительные скопления его, образующие почти чистые зуниитовые породы, подобные обнаруженным на Чирагидзорском колчеданном месторождении (в Закавказье), где они слагают Зуниитовую гору, в массивах Казахстана пока неизвестны, за исключением маломощной жилы на меднопорфировом месторождении Карабас.

Что касается формы метасоматических блоков — массивов вторичных кварцитов Казахстана и их рудных тел и насколько они идут вглубь и во что переходят, об этом можно судить отчасти по результатам незаконченного разбуривания немногих металлорудных месторождений и главным образом по аналогии с другими областями, потому что 95% всех казахстанских массивов еще не подверглись никакому бурению. Такими аналогами являются хорошо изученные и глубоко разведанные серно-железосульфидные, алунитовые и диаспоро-пиррофиллитовые месторождения Японии, которые будут описаны в следующей главе. Можно считать, что в Казахстане вторичные кварциты формировались в интервале сотен метров от поверхности, а глубже происходило пропилитовое изменение. Метасоматические блоки принимают под эрозионным срезом воронкообразно-трубчатую форму и протяженность металлического оруденения и минеральных жил ограничивается, вероятнее всего, 1—2 км.

В следующей главе будут описаны четыре наиболее крупные и петрографически изученные месторождения типа вторичных кварцитов: алунито-андалузито-корундовое месторождение Большой Семиз-Бугу, алунитовое — Малый Семиз-Бугу, медно-молибдено-андалузитовое — Коунрад и месторождение Жанет.

7. СРЕДНЯЯ АЗИЯ

В области складчатой системы северных и центральных дуг Средней Азии, северной границей которой надо считать Каратауский антиклинорий, развитие экстрозивов в пределах СССР крайне незначительно. Общая площадь их примерно около 6000 км². Это в основном верхнепалеозойские и отчасти триасовые и притом главным образом (на 70—80%) кислые и кисло-средние экстрозивы риолитового и дацитового типов. Распространены в Кураминском хребте — к юго-востоку от Ташкента и в Каржантау — к северо-востоку от Ташкента.

Вторичные кварциты известны здесь под этим термином примерно с 1930 г. Под описательными терминами они указывались многими геологами среди вулканических пород давно. Установлено около 10 полей вторичных кварцитов в Каржантау и в Кураминском хребте — несколько десятков полей. Специальной ревизии вторичных кварцитов не проводилось. По отрывочным литературным данным, они представлены серицитовым, диккитовым, алунитовым, диаспоровым типами и монокварцитами. Общую площадь их можно определить приблизительно ввиду отсутствия данных в 100—250 км². Единственным разведанным и основательно петрографически изученным полем является Акташское комплексное корундо-диаспоро-алунито-агальматолитовое месторождение.

Алмалыкское (Кальмакырское) меднопорфировое месторождение в юго-западной части Кураминского хребта на протяжении полосы полей вторичных кварцитов, которое многие геологи продолжают относить к типу вторичных кварцитов, в действительности относится к пропилитовому типу, поскольку все изменения рудовмещающих гра-

нитридов выражены в развитии кварца, хлорита, калиевого полевого шпата, биотита и серицита (Мусин, 1959). Редкий алунит, который одни авторы считают как экзогенный (Моисеева, 1959), а другие — как гипогенный, не уточнен, и автор сомневается в его присутствии в обеих зонах.

8. УРАЛ

Касаясь вопроса изучения вторичных кварцитов Урала, мы неизбежно сталкиваемся с более общим вопросом изучения гидротермально-метаморфизованных и зеленокаменно-измененных пород, вмещающих колчеданные месторождения Урала. Как ни странно, но эти столь близкие к руде и часто непосредственно ее вмещающие вторичные породы изучались меньше изверженных — первичных пород, далеких от руды.

«В литературе мало работ, — говорит В. А. Заварицкий (1950б), — в которых зеленокаменные породы описывались бы подробно, не говоря уже о работах, затрагивающих общие вопросы их метаморфизма». «Трудно сказать, почему, — спрашивает он, — избегали изучения зеленокаменных пород?». Можно согласиться с В. А. Заварицким, что геологи не изучали эти породы, потому что представляли их простыми и потому неинтересными — неинтересными еще и потому, что по крайней мере до 40-х годов господствовала теория магматогенного рудообразования, по которой из магмы привносилось все необходимое для руды и околорудных пород. Стоило ли в таком случае заниматься изучением последних, раз они являлись пассивными вмещателями руд или их экранами. Так своеобразно стремились геологи, как говорит В. А. Заварицкий (1950, стр. 19), «приблизить свои петрографические исследования к более практическим целям».

Если не считать старых работ общего характера (А. Н. Заварицкий, 1927—1929) о медных и колчеданных месторождениях Урала, то первые попытки специального изучения гидротермально-измененных околорудных пород колчеданных месторождений сделаны Л. М. Афанасьевым в середине 30-х годов при геологической съемке зеленокаменной полосы Красноуральского района, Калаты и Дегтярки (Афанасьев, 1937). Хотя к этому времени петрография и руды вторичных кварцитов Казахстана были широко известны, однако до 40-х годов никому на Урале не приходила мысль, что широко распространенный среди минеральных типов вторичных кварцитов серицитовый тип представляет по существу ту же, что и в колчеданных месторождениях, широко развитую серицитовую фацию околорудного изменения и является потенциальным носителем пиррофиллита, диаспора, андалузита и других минералов вторичных кварцитов. Аналогия эта представлялась настолько маловероятной, что даже легко определяемый под микроскопом минерал вторичных кварцитов — диаспор в кварц-серицитовых сланцах принимался уральскими геологами за эпидот — минерал, не подходящий к равновесной ассоциации: кварц + серицит + рутил + пирит. Только в 1940 г. В. М. Сергиевский высказал в своей большой работе «Вулканизм Урала», что «автор не видит возражений против предположения, что многие кварц-серицитовые породы и кварц-серицитовые сланцы околорудных зон не что иное, как измененные региональным метаморфизмом вторичные кварциты, но доказательство этого требует специальных исследований».

В результате изучения измененных боковых пород Л. М. Афанасьев пришел к следующим выводам. Зеленокаменное изменение, т. е. преобразование вулканических (в основном средних и основных) пород, выражающееся в образовании альбита, актинолита, уралита, эпидота, хлорита и отчасти карбоната, кварца и серицита, является региональным изменением и обязано динамометаморфизму. Кварц-серицитовые

же сланцы и кварциты являются типичными гидротермальными образованиями, наложенными на зеленокаменные изменения в зонах наиболее сильного раздробления и рассланцевания при региональном метаморфизме.

После работы Л. М. Афанасьева появился большой труд Е. А. Кузнецова (1939), в котором главное внимание уделено было общей геологии и особенно тектонике. Е. А. Кузнецов отвел много места описанию пород, в том числе и зеленокаменных. В отношении генезиса последних, а также кварц-серицитовых сланцев его выводы близки выводам Л. М. Афанасьева. Е. А. Кузнецов касается вопроса о возможности возникновения зеленокаменного изменения без участия динамометаморфизма — под влиянием одних гидротермальных рудных процессов. Он не затронул вопроса сходства этого изменения с пропильтизацией и никаких аналогий с месторождениями других стран не привел.

Последующим изучением околорудных пород колчеданных залежей явились исследования автора на Красноуральской группе месторождений, произведенные в 1941 г. Они показали, что значительная часть (до 500 м) зеленокаменной толщи, вмещающей месторождения, представлена породами, зеленокаменные изменения которых произошли скорее всего в связи с гидротермальным метаморфизмом и рудными процессами, и является типичным пропильтитовым изменением, сопровождающимся пиритизацией (Наковник, 1954б). Кроме того, были открыты в кварц-серицитовых сланцах типичные минералы вторичных кварцитов Казахстана (Наковник, 1943).

Дальнейшим изучением метаморфизованных пород колчеданных залежей были исследования В. А. Заварицкого (1950). Целью изучения являлось выяснение отношения околорудного осветления к зеленокаменному изменению. В результате изучения В. А. Заварицкий пришел к выводу: «Все особенности изменения боковых пород обязаны одному региональному метаморфизму при непрерывно падающей температуре, т. е. в регрессивной последовательности образования различных равновесных ассоциаций минералов». Кварц-серицитовые же сланцы образовались в результате регрессивно продвинутого регионального метаморфизма и благодаря взаимодействию первичных сульфидных тел с зеленокаменными породами во время регионального метаморфизма.

Наиболее поздней работой по околорудным изменениям пород колчеданных залежей является работа В. П. Логинова на Кабанском колчеданном месторождении (1944, 1945, 1950, 1950, 1951, 1953).

Интерес к вторичным кварцитам Урала, где впервые возник этот термин, появился лишь в 1942 г. после открытия в околорудных сланцах Красноуральского колчеданного месторождения типичных минералов вторичных кварцитов Казахстана (Наковник, 1943).

Правда, в связи с открытием в Казахстане Семиз-Бугинского и Коунрадского месторождений Н. Е. Каржавин и В. И. Орлова в начале 30-х годов пытались пересмотреть «классические» вторичные кварциты Е. С. Федорова в б. Богословском горном округе, где они впервые были описаны. Эта ревизия, проведенная главным образом на корунд, не обнаружила последнего, и о вторичных кварцитах забыли.

Впервые для Урала типичные высокоглиноземные минералы вторичных кварцитов Казахстана — корунд, андалузит и диаспор — были обнаружены в 1932 г. в коллекции вторичных кварцитов из Ивдельского района на Северном Урале (Наковник, 1933, стр. 238). Этой находке так же, как и обнаружению в кварцитах алунита, о чем сообщил в своем отчете за 1936 г. Е. П. Молдаванцев, не придали особого значения. В 1941 г. автор провел под микроскопом первую ревизию минералов кварц-серицитовых сланцев колчеданных месторождений

Урала с точки зрения аналогии их с вторичными кварцитами Казахстана. Она проводилась по старым шлифам из архива буровых колонок Красноуральского месторождения, где и обнаружены были вблизи рудных тел пиррофиллит, диаспор и топаз (Наковник, 1943).

Два года спустя В. П. Логинов (1944) открывает корундо-андалузитовые и другие высокоглиноземные породы из комплекса вторичных кварцитов в кварц-серицитовых сланцах Кабанского колчеданного месторождения в 30 км к западу от Красноуральска. Почти одновременно с ним В. М. Сергиевский (1944) устанавливает каолинит, андалузит, диаспор и зунит в массивных лимонитизированных вторичных кварцитах Павдинской дачи — к северу от Красноуральска и на протяжении полосы кварц-серицитовых сланцев.

В начале 50-х годов А. С. Мельников (Уральский филиал АН СССР) проводит в Ивдельском районе ревизию рудопроявлений и окколорудных пород, в результате чего устанавливает на участке, на котором проводил работы Е. П. Молдаванцев, новые поля вторичных кварцитов и новые их типы: зунитовый и диаспоровый.

Последними новостями в изучении вторичных кварцитов Урала являются: 1) открытие алуниита и алунитовых кварцитов к югу от Нижнего Тагила у пос. Черноисточенского (Логинов, 1953); 2) обнаружение на Красноуральском месторождении вблизи «Главной линзы» серицито-диаспоровой породы (сообщение А. В. Горох); 3) открытие в ряде мест на том же месторождении гипогенного каолинита, вероятнее всего, диккита (Курицына, 1959) и 4) обнаружение метаколлоидных колломорфных структур и почковидного глобулевидного сажистого мельниковита на Красногвардейском месторождении.

Урал представляет одну из крупнейших линейных складчатых систем, сформировавшихся в палеозое. Она характеризуется, во-первых, выдержанностью структурных элементов и, во-вторых, постоянством характера разрезов вдоль хребта и непостоянством — поперек. Так, литологический состав пород Южного Урала повторяется и на Полярном Урале. В поперечном же сечении выделяется несколько рядов-зон геосинклинальных прогибов, разделенных геоантиклинальными поднятиями. Выделяются две основные складчатые зоны: приподнятая Западная и опущенная Восточная. В первой на поверхности выходят древние осадочные толщи, состоящие из известняков, песчаников и конгломератов, обломочный материал которых снесен с выступов Русской платформы. Вторая зона характеризуется интенсивным проявлением магматизма — почти все экстрезивы и большая часть интрузивов залегают здесь. При следовании на восток по поперечному разрезу наблюдается постепенное увеличение интенсивности складкообразования, изменение форм складок и появление гипербазитов, габбро, плагиогранитов и экстрезивов.

Восточная — вулканическая зона отделена от Западной гребнем Главного Уралтауского меридионального антиклинория, с которым вплоть до середины Южного Урала почти совпадает водораздельный гребень Уральского хребта (рис. 13). Уралтауский антиклинорий отличается сжатыми, часто изоклинальными складками, опрокинутыми на запад в Среднем и Северном Урале и на восток — в Южном и Полярном. Наибольшая сжатость складок наблюдается против выступа Уфимского амфитеатра.

Западнее южного конца Уралтауского антиклинория проходит сравнительно короткий дугообразный Башкирский антиклинорий, облекающий Уфимский амфитеатр. Он затухает к параллели Кыштыма, причленяясь к Главному антиклинорию. Восточнее южного конца Главного антиклинория проходит почти меридионально Урало-Тобольский антиклинорий, затухающий у Саймоновской долины, не доходя до Среднего Урала. Между Главным и Урало-Тобольским антиклинориями

протягивается Магнитогорский синклиний, выклинивающийся на севере перед поперечной седловиной, за которой начинается Тагильский синклиний. Восточнее Урало-Тобольского антиклинория находится широкий Аятский антиклинорий, достигающий широты Кыштыма. Уралтауский антиклинорий испытывает значительное отклонение от меридионального направления в северном конце, где поворачивает на северо-восток, и в южном конце, за Уфимским амфитеатром.

Н. С. Шатский (1957) полагает, что Уральская складчатая система к югу затухает, погружаясь в районе окончания Мугоджар, и не соединяется с Тянь-Шанем. От Русской платформы она отделяется глубокими впадинами Предуральского краевого прогиба, замыкание которых относят к нижнему триасу.

Структуры Урала относятся к зоне герцинской складчатости. Считают, что первые складки появились в карбоне к востоку от современного водораздела. Надо полагать, что они появились уже в девоне, если не в конце силура. Дальнейшее продвижение их шло к западу и в основном закончилось в нижнепермскую эпоху. Последние слабые проявления складчатости отмечаются в юрский период, и с этого времени начинают развиваться глыбовые движения — сбросы.

Немногочисленные древние интрузивы Урала находятся в Западной зоне. Каледонские интрузивы, представленные главным образом габбро и гипербазитами, протягиваются почти по всему хребту к востоку от водораздела,

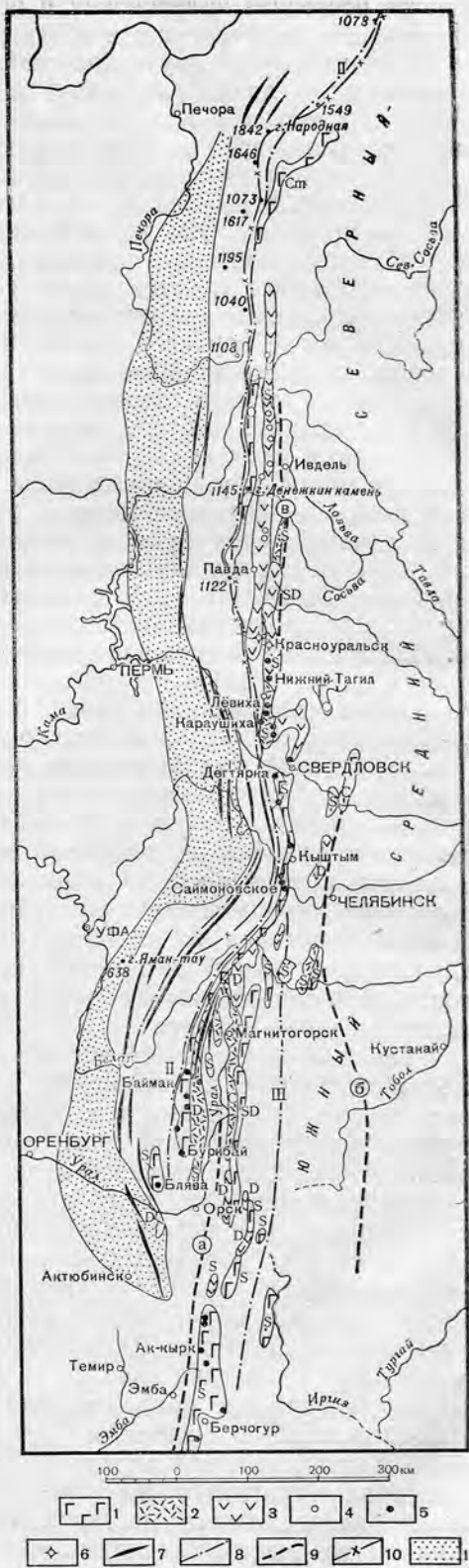


Рис. 13. Схема распространения вулканических пород, вторичных кварцитов и колчеданных месторождений Урала. Экструзивные породы Pz: 1 — основные и средние; 2 — кислые; 3 — различного состава; 4 — поля-массивы вторичных кварцитов; 5 — колчеданные месторождения; 6 — колчеданные месторождения с проявлением вторичных кварцитов; 7 — антиклиналы и антиклинории; 8 — антиклинории: I — Башкирский, II — Уралтауский, III — Урало-Тобольский; 9 — синклинии; а — Магнитогорский, б — Аятский, в — Тагильский; 10 — водораздельный гребень; 11 — Предуральский краевой прогиб

переходя на юге в Западную зону. Герцинские интрузивы располагаются восточнее каледонских и образуют широкую полосу гранитных массивов, вытянутую также вдоль хребта.

Проявление экструзивной магматической деятельности на Урале начинается в докембрии — начале палеозоя. Наиболее сильного развития оно достигло в конце силура — перед началом складкообразования и в ранний его период и притом только в Восточной зоне. Этой фазе отвечают вулканические породы главным образом основного и среднего состава, формация керато-спилитов, отчасти ортофиры и кварцевые альбитофиры. Им комагматичны габбро-перидотитовые, сиенитовые и плагиогранитовые интрузии. Следующая фаза, по Д. В. Наливкину, охватывает средний девон и от предыдущей отличается преимущественно средним и даже кислым составом пород. Третья фаза начинается в конце верхнего девона и заканчивается в нижнем карбоне. Подобно предыдущей фазе, она характеризуется преобладающе кислым и средним составом пород.

Общепринято считать, что экструзивная деятельность на Урале, создавшая к востоку от водораздельной линии почти непрерывный с севера на юг пояс вулканических пород, протекала в основном в первую фазу (S—D₁) в подводных условиях и имела характер трещинных излияний. Геологи лишь отмечают, но не описывают в этой полосе следы наземных вулканических аппаратов, и такое описание, как описание Л. Г. Кваша (1950), является едва ли не единственным для Урала. Надо полагать, что следов этих много. Знарок вулканизма Урала В. М. Сергиевский сообщает в своей работе, что уже с уинлока обособляется вдоль Урала центральная зона вулканов-островов, добавим, наподобие современной Большой Курильской вулканической гряды, поднявшейся из океана и фиксирующей свод крупнейшего антиклинория. Уральский вулканический пояс фиксирует свод и присводовую зону Уралтауского антиклинория, в которых действовали ниже- и среднепалеозойские вулканы и проявлялись фумаролы и сольфатары. Под действием фумарол и сольфатар во многих местах породы преобразовывались в пиритиносные кварц-серицитовые образования и даже во вторичные кварциты с подчиненными как тем, так и другим залежами серного колчедана то чистого, то медистого, то полиметаллического. Позднейший общий метаморфизм, связанный с усилением складчатости, изменил главным образом морфологические структурные черты их, но мало — минералы.

Таким образом, автор рассматривает Уральскую зону колчеданных месторождений с вмещающими их кварц-серицитовыми сланцами и вторичными кварцитами как древний аналог молодых вулканических рудных зон: Курильской зоны, неогеновой зоны Камчатки в сводовой части Корьяско-Камчатского антиклинория и Японской палеогено-неогено-мезозойской зоны с их многочисленными серными, серно-железосульфидными (черноколчеданными), алунитовыми и прочими месторождениями типа вторичных кварцитов и близких к ним пород. Автор поддерживает точку зрения акад. А. Н. Заварицкого (1941) о вулканическом генезисе колчеданных месторождений Урала, которая подверглась сильной критике (Иванов, 1959). Ю. А. Билибин (1955) не прав, утверждая, что взгляд акад. А. Н. Заварицкого на генезис колчеданных месторождений «не приложим для других районов развития подобных месторождений в Советском Союзе». Вероятно, Билибину неизвестны были месторождения Камчатки, Курильских островов, Японии и месторождение Чирагидзор в Закавказье. Автору могут возразить, что между колчеданными месторождениями Урала, с одной стороны, и такими же месторождениями Японских или Курильских островов, с другой, нет полной аналогии, так как последние характеризуются

ассоциацией серного колчедана с самородной гидротермальной серой. Это возражение легко отвести ввиду крайней неустойчивости самородной серы (Уклонский, 1959), которая прогрессирующе с течением времени исчезает из эпитермальных сульфидных месторождений. Если гипогенная сера еще и сохраняется в мезо-кайнозойских алунитовых месторождениях Японии, то в верхнепалеозойских ее уже нет, а в мезозойских вторичных кварцитах она встречается как исключение (андалузитовое месторождение Уайт Маунтин в Калифорнии; Р. Кегг, 1932).

Несмотря на огромную протяженность Урала, в нем по сравнению с Казахстаном очень мало вторичных кварцитов. Причина этого заключается не только в значительно меньшей площади экстрוזивов (53 тыс. км² на Урале и 150 тыс. км² в Казахстане) и в преобладающе основном составе их, но и в недостаточной изученности измененных около руды пород.

Если не считать участков кварц-серицитовых сланцев, не проверенных на присутствие в них высокоглиноземных минералов, то к настоящему времени известно всего семь месторождений вторичных кварцитов (с севера на юг): 1) верховья Северной Сосвы, 2) Ивдельский район, 3) Серовский район (б. Богословский горный округ), 4) Павдинская дача, 5) Красноуральские колчеданные месторождения, 6) Кабанские колчеданные месторождения, 7) Кушновский участок. Все они расположены в том же поясе вулканических пород, протягивающемся по восточному склону Уральского хребта, что и колчеданные месторождения с их окварцованными, серицитизированными и зеленокаменно-измененными породами, в большинстве случаев превращенными в сланцы.

Этот пояс начинается на Крайнем Севере узкой полосой кембрийских экстрозивов. К югу она переходит в полосу ордовикских и силурийских экстрозивов, к которым дальше присоединяются девонские и карбоновые. Ширина пояса увеличивается до Нижнего Тагила, против Уфимского амфитеатра она сужается до 5 км и в пределах Южного Урала на параллели Баймака расширяется до 100 км. В местах наиболее сильного сужения пояса (почти от Павдинской дачи до Магнитогорска) вулканические породы благодаря сильному региональному динамометаморфизму превращены в порфиритонды и порфиroidы, а продукты раннего фумарольно-сульфатарного выбеливания — в кварц-серицитовые пиротоносные сланцы, в которых ведущие минералы вторичных кварцитов несколько деформированы.

Общая площадь экстрозивов на геологической карте СССР масштаба 1:2 500 000 (1956 г.) равна примерно 53 тыс. км², что составляет всего 1/24 территории Урала, заключенной между 56—64° в. д. В сравнении с Камчаткой, Японскими островами или соседним Казахстаном (табл. 5), где это соотношение значительно выше (1/2; 1/3; 1/12), Урал представляется бедным вулканическими породами.

В общем, соотношение площадей основных, средних и кислых экстрозивов Урала представляется по этим данным примерно как 1,7:1,5:1. Сравнивая экстрозивы Японской вулканической дуги и Казахстана с экстрозивами Урала, видим, что здесь преобладают основные и средние экстрозивы, а в сравнении с такими же породами Камчатки отношение последних к кислым примерно одинаково или несколько ниже.

Все указанные выше месторождения вторичных кварцитов расположены на севере — в северной части Среднего Урала и в южной части Северного Урала, где менее сильно проявлен динамометаморфизм. В остальной же части — южнее Черноисточинска вплоть до южного конца Урала — вторичных кварцитов не числится. Отсутствуют ли они потому, что на этом большом промежутке околорудные породы колчеданных месторождений (Левихи, III Интернационала и др.) не ревизио-

Таблица 5

Распределение вулканических пород

Период	Площади в тыс. км ²			
	основных и средних пород	пород различного состава	кислых пород	Итого
Кембрий	3	—	—	3
Ордовик	4	—	—	4
Силур	16	6	2	24
—	3	2	—	5
Девон	—	5	4	9
Карбон	2	—	6	8
Всего:	28	13	12	53

вались в отношении высокоглиноземных минералов, или отсутствуют потому, что здесь сильно проявился динамометаморфизм, который, как считает А. Н. Заварицкий, затушевал первичные фумарольно-сульфатные черты колчеданных месторождений, изменив форму рудных тел и уничтожив реликтовые высокоглиноземные минералы вторичных кварцитов, не ясно. Так или иначе, но эти минералы, а следовательно, и вторичные кварциты возможны в указанных месторождениях «пустого» отрезка и очень вероятны в массивных окварцованных и серицитизированных вулканических породах южного конца Урала, Таналык-Баймакского района и Мугоджар, где слабо проявлен динамометаморфизм¹.

Вторичные кварциты Урала и колчеданные месторождения с их кварц-серицитовыми сланцами связаны не только пространственно, но и генетически с гидротермальными процессами экструзивного вулканизма, протекавшими в верхнем силуре и девоне. Эти категории очень близки по месту, времени и условиям возникновения.

На схематической карте (см. рис. 13) показаны известные месторождения заведомо вторичных кварцитов и главнейшие колчеданные месторождения, из которых выделены условным знаком Кабанские и Красноуральские, на которых установлены вторичные кварциты с их характерным комплексом минералов. Прочие же колчеданные месторождения, судя по современным данным околорудных изменений, необходимо считать месторождениями пропиловитового типа. Мы уверены, что некоторые из них окажутся после основательной микроскопической ревизии месторождениями типа вторичных кварцитов. Следовательно, колчеданные месторождения Урала можно до некоторой степени считать потенциально относящимися к типу вторичных кварцитов.

Вторичные кварциты колчеданных месторождений Урала, в которых они установлены минералогически, почти ничем не отличаются от других древних палеозойских и мезозойских, разве только отсутствием диккита и алунита да заметной деформацией: волнистым погасанием, трещиноватостью, развитием порфиробласт и т. п., о чем будет сказано в описании Кабанского месторождения.

Возможно, что к типу вторичных кварцитов относится и Чистогорское пирофиллитовое месторождение, до 1929 г. считавшееся тальковым. По данным предварительной разведки и изучения (Годлевский,

¹ В. А. Заварицкий (1950) и А. В. Пэк (1950) указывают: первый — на месторождении им. III Интернационала, а второй — на Левихе вторичные кварциты среди кварц-серицитовых сланцев, но это всего лишь чисто кварцевые разности (прослои и желваки) сланцев, которые встречаются, вероятно, на всех колчеданных месторождениях. Одно лишь присутствие «монокварцевых» разностей измененных пород еще не определяет отнесение их к формации вторичных кварцитов.

1933), оно представляет две зоны расланцованных, окварцованных и пиррофиллитизированных дацитовых или риолитовых порфиров («кварцевых кератофиров»), относящихся к силуру. С ними тесно пространственно связаны и зоны сильного окварцевания «кератофиров» и «березитизации».

Описание полей и месторождений типа вторичных кварцитов мы даем в следующей главе в порядке расположения по Уральскому хребту с севера на юг, но в начале описываем самые ранние по известности — «федоровские» в б. Богословском горном округе.

9. КАВКАЗ

Кавказ относится к области кайнозойской складчатости. Большой Кавказ, сформировавшийся в основном в миоцене, представляет зону крупного внешнего антиклинория, а Малый Кавказ — зону внутренних антиклинориев: Сомхето-Карабахского и Мисхано-Зангезурского.

Экструзивная деятельность проявлялась в начале формирования Главного антиклинория — в юре, очень сильно — в палеогене, слабее — в неогене и очень слабо — в четвертичное время. Общая площадь вулканических пород составляет примерно 45 тыс. км² (табл. 6).

Таблица 6

Распределение вулканических пород

Период	Площади в тыс. км ²			
	основных и средних пород	пород разного состава	кислых пород	Итого
Юрский	—	14	3	17
Меловой	—	2	—	2
Палеогеновый + + неогеновый	—	14	3	17
Четвертичный	9	—	—	9
Всего:	9	30	6	45

Соотношение площадей основных и средних к кислым экструзивам составляет 2:1.

Большая площадь экструзивов приходится на Малый Кавказ и меньшая (третья часть) — на Большой. В последнем они слагают узкую полосу длиной 400 км, тянущуюся почти непрерывно от Черного моря на юго-востоке по южному подножию Главного хребта. Это среднеюрские экструзивы преобладающе андезитового состава. Небольшие поля кислых, средних и основных вулканических пород известны в районе действия палеогеновых и неогеновых вулканов Казбек, Эльбрус, Хорисар, Цитель, Сикохэ и др. по шарниру Главного антиклинория, закончивших свою деятельность в верхнечетвертичную эпоху.

Огромное поле вулканических пород Малого Кавказа начинается от северо-восточного конца Аджаро-Триалетской складчатой зоны и, расширяясь до 200 км, тянется на юго-восток, где заканчивается недалеко от слияния рек Куры и Аракса. Юго-западная половина поля занята палеогеновыми и неогеновыми экструзивами и четвертичными андезито-базальтами, северо-восточная половина — юрскими и меловыми экструзивами. Вулканические аппараты сохранились главным образом в первой области, где их насчитывают несколько десятков. Здесь сосредоточены и многочисленные термальные источники Малого

Кавказа (Аскеров, 1956). Между Батуми и Ереваном вулканическое поле Малого Кавказа продолжается в пределах Турции, где распространяется на площади более чем 100 тыс. км². За излучиной р. Аракса после небольшого перерыва оно прослеживается на территории Ирана.

Вторичные кварциты известны почти только среди экструзивов и притом главным образом на Малом Кавказе. Специальная ревизия их не проводилась, и общее число полей заведомо вторичных кварцитов определяется двумя-тремя десятками.

Если учитывать все указываемые в литературе местонахождения необрезованных вторичных кварцитов, то число полей их значительно больше. В действительности это близко к истине, но отсюда надо исключить очень много мелких тел, не имеющих ничего общего с формой вторичных кварцитов, кроме вторичного кварца.

Перейдем к обзору вторичных кварцитов и близких им пород начиная с Главного хребта и затем по протяжению поля экструзивов с северо-запада на юго-восток.

1. В Главном хребте геологи указывают возле потухших вулканов «выбеленные» вулканические породы, приуроченные к небольшим сложным штокам. Вероятно, это продукты гидротермальной аргиллизации, среди которых возможны тела вторичных кварцитов.

2. Заметно уклоняющиеся от типичных вторичных кварцитов описаны «близкие аналоги так называемых вторичных кварцитов Казахстана» на контакте неогенового гранодиоритового штока («неоинтрузии») с толщей нижнеюрских вулканических пород и глинистых сланцев в Восточной Дигории у ледника Сангутидон (Ициксон, 1939). В составе их указаны корунд, андалузит, диаспор, «каолинит», альбит, кордиерит и шпинель, но без значительного развития кварца.

3. В пределах 400-километровой полосы юрских вулканических пород южного подножия Главного хребта неизвестно установленных вторичных кварцитов.

4. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне известно много метасоматических месторождений бентонитовых (монтмориллонитовых) глин среди палеогеновых и неогеновых экструзивов: группа Асканских месторождений, Легви и др. Вероятнее всего, они относятся к типу гидротермальных аргиллитов и среди них, как и в Камчатско-Курильском поясе, должны быть минеральные фации комплекса вторичных кварцитов. Г. С. Дзоценидзе (1958) указывает, что бентониты залегают в каолинизированных, серицитизированных, окварцованных и пиритизированных андезито-трахитах и трахитах. В андезито-дацитах той же зоны известны серноколчеданные месторождения (в Шуахевском районе у сел. Цаблац, в бассейне р. Схалто, по р. Тбети и в других местах), все связанные с вулканическими очагами (Дзоценидзе, 1958). Гидротермальные изменения их заключаются в серицитизации, каолинизации, окварцевании и пиритизации.

5. На горе Ляльвар, вблизи Алаверды, указаны проблематичные вторичные кварциты с дюрортьеритом и андалузитом в эндоконтактной зоне измененных гранит-порфиров палеогенового и неогенового возраста (Грушевой, Озеров, 1935).

6. В 30 км к югу от Алаверды вблизи Закавказской ж. д. находится Дсехское (Тумаиянское) месторождение «камнеподобной огнеупорной породы», на котором ранее разведывались и меднорудные жилы (Пирумов, 1937 г.). Оно представляет значительную площадь (около 2 км²) гидротермально-измененных вулканических пород андезитового состава, названных местными геологами вторичными кварцитами. Минералогически и петрографически месторождение изучено слабо. Ранее выделялись три типа измененных пород: «каолинизированные», «алунитизированные» и «окварцованные». По современным данным (Мачабели и др.,

1959), измененные породы залегают у гранодиоритового штока и минералогически характеризуются кварцем, гидрослюдой, галлуазитом, монтмориллонитом, каолинитом и даже диккитом, который требует уточнения. В результате беглого просмотра нескольких десятков прозрачных шлифов из «огнеупорной породы», показанных петрографом Е. В. Петровой, автор склонен отнести измененные породы к типу гидротермальных аргиллитов, среди которых возможны минеральные фации вторичных кварцитов.

7. По соседству с Дсехским месторождением в 1934—1935 гг. установлена полоса из 6 полей вторичных кварцитов размером от $0,2 \times 0,4$ км до 1×3 км. Полоса протягивается от сел. Шагали мимо сел. Сиси-Мидан на 15—16 км на юго-восток. Вторичные кварциты залегают в толще эоценовых вулканических пород на контакте с гранитами и гранодиоритами. Исходные породы вторичных кварцитов — преобладающе риолитовые порфиры. Хотя месторождение и разведывалось в 1935 г., в петрографическом и минералогическом отношении оно слабо изучено. В составе кварцитов, помимо кварца, указывают андалузит, корунд, диаспор, рутил и серицит. Содержание андалузита составляет до 80%, а корунда — до 20%.

8. К юго-востоку от оз. Севан в пределах Армянской ССР геологи указывают в палеогеновых и неогеновых экстрезивах ряд полей вторичных кварцитов алунино-каолинитового типа и даже осерненные опалито-кварциты, аналогичные опалито-кварцитам серных месторождений Камчатки, Курильских и Японских островов. Так, В. Н. Котляр и А. Кржечковский (1930) описывают в бассейне верхнего и среднего течения р. Арпачая, впадающей в р. Аракс, большое поле слабо дислоцированных покровов андезитовых лав и туфов, перекрытых покровами четвертичных андезито-базальтов. Последние распространены около хорошо сохранившихся кратерных вулканов Топаси-далик и Дали-тапа. Покровы палеогеновых и неогеновых лав и туфов секутся вертикальными сложной формы штоками гранитоидов, диоритов и габбро, от которых отходят апофизы-дайки. По периферии Дали-тапа имеется несколько участков общей площадью 6 км² окварцованных, пиритизированных, каолинизированных и алунизированных пород. В этом районе известно несколько полиметаллических и медных месторождений, из которых главнейшее, Гюмушханское, приурочено к большому полю каолинизированных и алунизированных пород. Здесь же, в северной части горы Амулсар, вблизи сел. Гидеваз, В. Н. Котляром (1945) описано месторождение алунита, представляющее жилу и гнездообразные тела алунитовых кварцитов. Общая площадь алунизированных пород оценивается в несколько квадратных километров. В. Н. Котляр указывает на проявления алунита еще и к югу от горы Амулсар. В том же направлении известны по р. Гюмюрчай большие глыбы каолинизированных, опализированных, окварцованных и осерненных пород (К. Н. Паффенгольд, 1935 г.).

9. Вторичные кварциты установлены на крайнем юго-востоке Армении в одной из самых интересных рудных областей Малого Кавказа — Зангезурской. Здесь в бассейне среднего течения р. Вохчи находится Кафанское медно-полиметаллическое месторождение, эксплуатируемое свыше 100 лет. Оно залегают в огромном поле юрских экстрезивов и рассматривается как почти одновозрастное им. Околорудные изменения, по Э. Г. Малхасяну (1956), выражены в развитии комплекса пропиловых фаций, гипса, алунитовых кварцитов и монокварцитов, которые он называет вторичными кварцитами. Все они импренированы пиритом. На единственном шлифе алунизированной породы месторождения Кафан, который показала Е. В. Петрова, автор убедился, что это типичный алунитовый вторичный кварцит и притом с крупными «лейстами» алунита (до 2—3 мм).

10. К востоку от оз. Севан на территории Азербайджанской ССР находится группа серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Тога-налинского рудного поля, относящихся к типу вторичных кварцитов.

11. В этом же районе находится алунитовое месторождение Заглик (Паффенгольц, 1928), эксплуатировавшееся еще в давние времена, а в настоящее время являющееся сырьевой базой алюминиевого завода. Месторождение представляет пластообразное тело алунизированных основных порфиритов и их туфобрекчий юрского возраста, подстилаемых известняками лужитанского яруса. Под ними залегает второй пласт алунизированных пород. Верхнее алунитовое тело слагает плоские вершины горы Шарукар и горы Кырвакар, лежит почти горизонтально и подходит к Дашкесанскому скарновому железорудному месторождению. Вследствие сильного развития в алунитовой толще горы Кырвакар пиррофиллита и «каолинита» (вероятно, диккита) Кырвакар считается алунито-пиррофиллитовым месторождением (Кашкай, 1957). Особенностью Загликского алунитового месторождения, отличающей его от всех аналогичных месторождений, особенно Китая и Казахстана, является, во-первых, тонкая дисперсность — волокнистость алунита, во-вторых, существенно натровый состав алунитов, в которых весовой процент K_2O относится к весовому проценту Na_2O как 1,5:1 и даже 1:1, и, в-третьих, не пиритизация алунизированных пород, а гематитизация. Содержание гематита колеблется от 3 до 7% и выше, что в переводе на Fe соответствует его исходному содержанию в порфиритах. Гематит придает породе серо-фиолетовый, буроватый и даже красноватый цвет. Вероятно, главным образом из-за окраски, волокнистости алунита, отсутствия пиритизации и тонкодисперсности вторичного кварца алунизированные породы Заглика не называют вторичными кварцитами и даже не относят к формации вторичных кварцитов. В действительности же алунизированные породы принадлежат именно этой формации, поскольку минеральный состав и геологические признаки месторождения отвечают формации вторичных кварцитов. В алунизированных породах Заглика, помимо кварца, алунита и гематита, встречаются почти постоянно рутил, халцедон, очень часто пиррофиллит и диккит и изредка диаспор и зунит¹. Месторождение считалось ранее бокситовым типом (выветривания), а потом контакто-метасоматическим.

В заключение коснемся двух месторождений, которые еще и в настоящее время относятся к типу вторичных кварцитов: Кедабекского медного месторождения в окварцованных «порфирах», названных в 1903 г. Е. С. Федоровым вторичными кварцитами, и Парагачайского андалузитового месторождения, открытого и впервые описанного С. А. Мовсесяном (1939). Как показали детальные исследования В. И. Алиева (1958), рудовмещающие «эффузивные кварцевые порфиры» Кедабекского месторождения оказались силлоподобным телом, внедренным в толщу порфиритов. Еще в начале изучения пород этого месторождения Е. С. Федоров указал для окварцованных рудовмещающих порфиритов минеральный состав, мало подходящий к современному представлению о вторичных кварцитах: кварц, цоизит, оказавшийся потом андалузитом, мусковит, вторичный ортоклаз и пирит. По данным В. И. Алиева (1958), рудные тела, состоящие в центре из серного колчедана, а по периферии из «халькопирит-сфалеритовой рубашки», залегают в «грейзеноподобных вторичных кварцитах», состоящих из кварца, мусковита, серицита, биотита, андалузита, пирита, альбита, ортоклаза (главные минералы), пиррофиллита, «каолинита», турмалина, хлорита, барита, диаспора, топаза и даже эпидота, силлиманита, кордиерита и граната.

¹ Стало известно о нахождении в породах корунда (Кашкай, 1962).

Парагачайское месторождение после С. А. Мовсесяна изучал М. А. Кашкай. Андалузитсодержащие кварциты граничат здесь с роговиками и скарнами. Образовались из туфопорфиритовой толщи среднего эоцена, прорванной крупной монзонитовой интрузией. Состоят из кварца, андалузита, мусковита, серицита и рутила, к которым прибавляются эпидот, диаспор, силлиманит, биотит, пренит, ортоклаз, альбит, лазулит, пирит и некоторые другие минералы. Кристаллы андалузита и рутила достигают крупной величины: первого до 1 см, второго до 4 см. Оба месторождения не относятся к типу вторичных кварцитов.

10. КАРЕЛИЯ И КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В Карелии и на Кольском полуострове, которые занимают восточную часть Балтийского щита, вторичные кварциты неизвестны. В 20—30-х годах возникали отдельные попытки именовать здесь докембрийские кварц-серицитовые сланцы вторичными кварцитами, но, никем не поддержанные, они так и остались попытками.

На геологической карте рассматриваемой области значатся большие поля протерозойских экстрезивов площадью до 25 тыс. км². Они представлены преимущественно диабазами, авгитовыми порфиридами, мандельштейнами, керато-спилитами и даже пикритами и превращены в амфиболиты и разнообразные зеленые сланцы. Если в них и существовали вторичные кварциты, то минералогически и структурно они в настоящее время глубоко преобразованы.

11. ЗАКАРПАТЬЕ

В советском Закарпатье, расположенном в средней части Восточно-Карпатского антиклинория, вулканические породы распространены на площади около 5000 км², в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды (Трусова, 1954). Это неогеновые преимущественно основные и средние экстрезивы, среди которых сохранились остатки древних вулканов и вулканических кальдер.

За последние 15 лет здесь установлено несколько полей вторичных кварцитов, которые украинские геологи предпочитают называть описательно: окварцованные, алунитизированные и каолинизированные породы. По присланным образцам алунитизированных пород из Береговского холмогорья автор сделал заключение, что это типичные алунитовые вторичные кварциты, образовавшиеся из риолитовых порфиров (Пиотровский, 1947). На участках проявления алунитизации и вне их описываются аргиллизированные и пропилитизированные породы, в которых известны ртутные, ртутно-полиметаллические и полиметаллические руды (Славская, 1957).

Насколько широко развиты вторичные кварциты в Закарпатье и есть ли среди них корундо-андалузитовые и диаспоровые разновидности, неизвестно, так как специальной ревизии не проводилось. Возможности открытия их очень велики, о чем свидетельствует установление Э. Лазаренко (1959) дюмортьерита в ассоциации с каолинитом, марказитом и алунитом. Алунитовые вторичные кварциты, как установили В. С. Соболев и М. Ю. Фишкин (1953, 1955), переходят вверх по разрезу в каолинизированные с опалом, а вниз в аргиллизированные и далее пропилитизированные породы с цеолитом и адуляром, т. е. аналогично описанному на Камчатке.

Закарпатье занимает небольшую часть сильно изогнутой Карпатской дуги — антиклинория, на внутренних склонах которого действовали многочисленные позднемиоценовые, палеогеновые и неогеновые вулканы, образовавшие обширные поля преимущественно андезитовых и дацитовых лав (рис. 14). В этих полях и главным образом у выводящих

каналов излияний залегают многочисленные месторождения знаменитой венгерской золото-серебряной пропилитовой формации, обособляющиеся в группы: Хемниц, Нагибания, Оффенбания, Нагаг, Браден и др. Здесь же размещены и алунитовые месторождения типа вторичных кварцитов. Вулканические породы у металлорудных жил не только пропилитизированы, но местами превращены в алунитовые, диккитовые и алунито-диаспоровые кварциты.

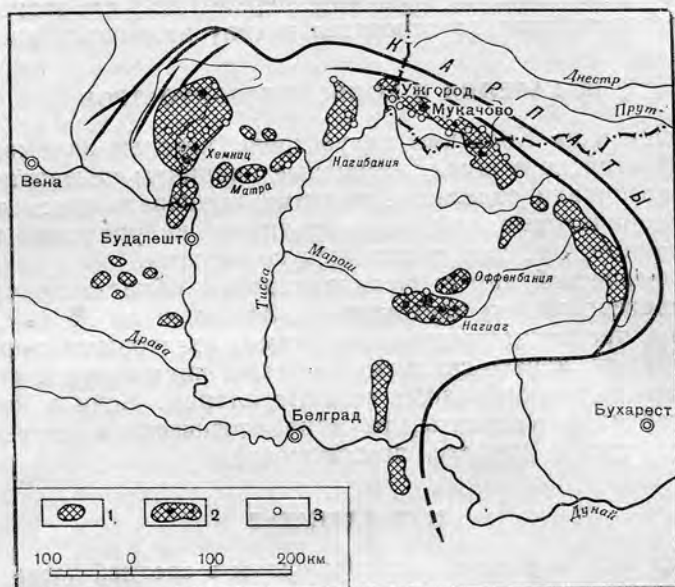


Рис. 14. Расположение главнейших эффузивных полей и золото-серебряных месторождений во внутренней части Карпат (по Хельке, 1938 г.)

1 — андезиты, дациты и отчасти риолиты и мелофиры (мел-эоцен);
2 — пропилиты и вторичные кварциты (маленькие черные кружки — месторождения золота, серебра, большие — алунита); 3 — древние вулканы

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на различную геологическую изученность рассмотренных областей и неодинаковую обследованность вторичных кварцитов, видно, что последних больше там, где они изучались или ревизовались и где больше кислых и средних экстрезивов. Несмотря на неполноту данных по химизму исходных пород, изложенное выше, а также примеры гл. III показывают, что вторичные кварциты формируются не из базальтов и андезито-базальтов, а преимущественно из средних и кислых лав и пирокластов, отчасти из малых интрузивных тел, жил и даек и очень редко из осадочных пород того же кислого и среднего состава, «падающих» в вулканическую постройку. Вторичные кварциты неизвестны среди базальтов, пикрито-базальтов и пикритов трапповых формаций не только в СССР, но и за рубежом. Причина этого лежит не только в сильной основности пород, но, возможно, и в химизме и кратковременности газогидротерм послемагматической стадии, которые, как и механизм излияния траппов, остаются во многом еще неясными.

Указываемые среди четвертичных «платобазальтов» осветленные породы в большинстве относятся к формации гидротермальных аргиллитов и пропилитов, в которых прослеживаются лишь «зародыши» вторичных кварцитов — «опалитов», представленные слабо развитой

алунитовой фацией. Необходимо при этом учитывать и то, что во многих случаях четвертичные платобазальты после детального исследования оказываются представленными не одними базальтами, а преимущественно андезито-базальтами и андезитами.

Из обзора распространения вторичных кварцитов видно, что они неизвестны в древних экструзивах Балтийского щита, Казахстана, Забайкалья и других областей, в которых они глубоко метаморфизованы и прослеживаются только в кварц-кианитовых и других высокоглиноземных кварцитовых сланцах. Единственными известными примерами проявления окончательно «незатушеванных» метаморфизмом древних вторичных кварцитов являются: докембрийский на Нью-Фаундленде, архейский — на месторождении Болиден в Швеции и «парагенетическая» группа из диаспора, пирофиллита, накрита и каолинита в докембрийских кианитовых сланцах Финляндии, возникшая, вероятно, при региональном диафорезе (Oleg Knorring и др., 1952). Из-за отсутствия точных данных трудно передать цифровым соотношением распространение вторичных кварцитов по возрастам. На территории СССР их больше всего в неогене, палеогене и среднем и верхнем палеозое, но мы уверены, что вторичных кварцитов не меньше в мезо-кайнозойском вулканическом поясе Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, богатом кислыми и средними экструзивами. Они будут установлены там после специальной ревизии.

Касаясь проявления типичных минеральных фаций вторичных кварцитов в докембрийских породах, напомним месторождения пирофиллитовых сланцев на севере Украины, расположенные в Овручско-Белокоровичском массиве кристаллических сланцев (Жуковский, 1936; Козловская, 1936). К какой формации гидротермально-измененных пород относится пирофиллитово-кварцевая фация сланцев, иногда называемая вторичными кварцитами, залегающая в «кварцевых песчаниках» и «кварцитах», подстилаемых покровом «кварцевых порфиров», неясно, потому что они недостаточно изучены. Фация характеризуется ассоциацией из кварца и пирофиллита с примесью рутила, циркона и «эпидота», который, возможно, является диаспором. Часто примешиваются обильные «гидроокислы Fe».

Рассматривая минералого-петрографические особенности вторичных кварцитов по вулканическим областям и возрастам от четвертичного периода до докембрия, нельзя не заметить некоторого изменения минерального состава, структуры и укрупнения зерна. Так, четвертичные — «юные» вторичные кварциты — это преимущественно опалиты с сольфатарной серой, лимонитом, черными сульфидами (мельниковитом, марказит-мельниковитом), тонкодисперсными алунином, каолинитом, диккитом, диаспором, а может быть, и криптокристаллическим корундом. В палеогеновых и неогеновых вторичных кварцитах уже почти весь опал перешел в кварц, лимонит — в гематит, а черные сульфиды Fe — в марказит и пирит. Сольфатарная сера в них еще широко распространена (серные месторождения Камчатки, Курильских островов, алуниновые месторождения Японии и др.). В мезозойских — сера очень редка (калифорнийское андалузитовое месторождение Уайт Маунтин; Kerr, 1932), марказит в большей части перешел в пирит, а каолинит — в диккит.

Палеозойские вторичные кварциты лишены самородной серы, но зато обнаруживают скрытый в породах H_2S , сохранившийся, вероятно, со времени формирования кварцитов от глубинных сольфатар. Этот характерный признак хорошо известен геологам Казахстана, изучавшим вторичные кварциты в поле (Русаков, Наковник, 1932). Марказит и мельниковит палеозойских вторичных кварцитов прослеживаются больше по реликтовым колломорфным структурам. Минералы иногда несут следы деформации (Урал). В докембрийских вторичных кварци-

тах, изученных только на одном примере — медноколчеданно-мышьяковом месторождении Болиден в Швеции (Öedman, 1941), кристаллы андалузита достигают 10 см и появляется кианит.

Таким образом вырисовывается своеобразная метаморфическая вертикальная зональность от докембрия до антропогена включительно, в которой молодые вторичные кварциты отличаются от древних не столько своим составом, сколько раскристаллизацией и перекристаллизацией — изохимическим преобразованием немногих минералов.

Что же касается полезных ископаемых вторичных кварцитов, то из обзора по областям и возрастам видно, что наиболее распространенными являются руды глиноземных минералов и притом главным образом рассеянные метасоматические: алунит, диккит, пирофиллит, диаспор, андалузит, корунд и др. Особенно богат ими Центральный Казахстан, где насчитывается несколько десятков месторождений, с крупнейшим в мире корундо-андалузитовым месторождением Семиз-Бугу, вмещающим поля алунитовых кварцитов. За рубежом к таким месторождениям относится знаменитое мезозойское андалузитовое — Уайт Маунтин в Калифорнии, палеоген-неогеновые алунитовые месторождения ураноносной площади Мэрисвелл в штате Юта, палеозойское алунитовое месторождение Булла-Делла в Австралии, мезозойские и палеоген-неогеновые алунитовые, алунино-гематитовые и агальматолитовые месторождения Китая и Японии и многие другие.

Следующими по распространению являются серноколчеданные руды, нередко с сульфидами Cu, Pb, Zn и As, сингенетичные или почти сингенетичные кварцито-опалитам. Это метасоматические или осажденные из водоемов высококислых кипящих вод «черноколчеданные» мельниковитовые руды, ассоциирующиеся с серными телами того же генетического типа. Они широко известны в областях современной или недавно угасшей вулканической деятельности. При старении и региональном метаморфизме эти руды преобразуются в нормальные пиритовые, которые встречаются в палеозойских и мезозойских вулканических породах в виде залежей, линз, штоков, гнезд. Сюда относятся знаменитые японские палеогеновые и неогеновые месторождения черносulfидных руд «куроко-куромоно», окаймленные широкой зоной пропилитов, переходящих часто в минеральные фации вторичных кварцитов. В эту категорию входят и колчеданные тела Закавказья и Урала, которые потенциально относят к типу вторичных кварцитов, так как во вмещающих их кварц-серицитовых сланцах (серицитовой фации) нередко встречаются типичные минералы и породы комплекса вторичных кварцитов.

Весьма характерны для вторичных кварцитов руды Hg, Sb, As, а также золото, проявляющиеся в прожилково-вкрапленной, жильной и гнездовой форме преимущественно в молодых вулканических формациях. Эти эпигенетические наложенные руды формируются в окварцованных породах, сочетающихся с серицитовой, пирофиллитовой, алунитовой, аргиллитовой и даже диаспоровой минерализацией. К ним относятся: ртутные рудопроявления в неогеновой зоне Камчатки, ртутные месторождения в Охотско-Чаунском поясе, сурьмяное месторождение в Северном Прибалхашье, ртутные месторождения советского Закарпатья, серно-мышьяковое вблизи бухты Тетюхе, золото-серебрянортутное в Арманском алунитовом месторождении Охотского побережья. За рубежом к этому типу относятся: в США — ртутные месторождения в штатах Калифорния, Орегон, Невада, крупнейшее золоторудное месторождение в алунитовых кварцитах Гольдфильд; в Японии — многочисленные позднемиоценовые месторождения ртути; в Италии — сурьмяно-ртутные месторождения Перета и др.

Немногим больше распространены руды цветных металлов: Cu, Mo, Pb, Zn, часто ассоциирующиеся с рудами благородных металлов.

Встречаются они в жильной и прожилково-вкрапленной форме главным образом в связи с внешними фациями кварцитов и на переходе в пропилиты. Наиболее значительные проявления прожилково-вкрапленных руд известны в меднопорфировых штокверковых месторождениях Коунрад, Карабас и Сокуркой в Казахстане. Более многочисленны жильные месторождения, из которых надо отметить крупнейшие зарубежные: 1) медно-серебряное Серро-де-Паско в Перу в горловине палеоген-неогенового вулкана, рудовмещающие породы которого пропилитизированы, а вблизи жил превращены во вторичные кварциты алуни-диккито-зуниитового типа; 2) полиметаллические месторождения в Калифорнии того же типа околорудных изменений; 3) медно-молибденовое месторождение Каридат в Мексике алуни-диккитового типа; 4) некоторые полиметаллические, золото-серебряные месторождения пропилитовой формации в Венгрии и др.

Редкометалльные руды комплекса Sn, W, Mo, Nb, Ta во вторичных кварцитах мало выявлены. Известны лишь отдельные рудопоявления Sn на северо-востоке Азии и в Казахстане. Из зарубежных надо указать богатейшие серебряно-оловянные месторождения Оруро и Потози в Боливии в размытых палеоген-неогеновых вулканах, представляющие по характеру околорудных изменений и составу жил тип, промежуточный между грейзенами, пропилитами и вторичными кварцитами. Рудные кварц-касситерит-станнит-алуни-диккитовые жилы иногда с турмалином залегают в пропилитизированных породах, которые у самых жил сильно окварцованы. Надо полагать, что алуни-диккит будет обнаружен и в боковых породах при более детальном микроскопическом их изучении.

ГЛАВА III

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР И НЕКОТОРЫХ ЗАРУБЕЖНЫХ АНАЛОГОВ

В главе будут описаны не только крупные месторождения (они же наиболее изученные и разведанные), но и некоторые незначительные — типа вторичных кварцитов-опалитов, так как они представляют значительный интерес.

Из всех многочисленных массивов вторичных кварцитов насчитывается более или менее основательно разведанных с применением бурения не более 20. Приводится описание девяти главнейших разведанных и семи второстепенных месторождений; некоторые из них объединяют по нескольким массивов.

Из-за незначительного числа хорошо разведанных месторождений типа вторичных кварцитов на территории СССР и в целях сравнительного изучения приводится также описание зарубежных аналогов, расположенных в геологически сходных соседних областях.

Описание месторождений излагается в порядке, обратном предыдущей главе: древние «классические» описываются раньше, а молодые и «юные» позже. Изложение ведется по такому плану:

Казахстан: 1) алунино-андалузито-корундовое месторождение *Большой Семиз-Бугу*; 2) алунитовое месторождение *Малый Семиз-Бугу* и прочие массивы вторичных кварцитов Семиз-Бугинского района; 3) медно-молибдено-андалузитовое месторождение *Коунрад* и 4) дюмортьерито-корундо-андалузитовое месторождение *Жанет*.

Средняя Азия: 5) *Акташское* комплексное месторождение глиноземного сырья.

Рудный Алтай: 6) *Секисовские* месторождения алуниита и каолина.

Урал: Массивы вторичных кварцитов: 7) *Серовского* (б. Богословского) района¹, 8) *Ивдельского* района, 9) *Павдинской дачи*, 10) *Кушновского участка*, 11) *Красноуральская* группа колчеданных месторождений, 12) *Кабанское* колчеданное месторождение.

Швеция: 13) Колчеданное арсенопиритовое месторождение *Болиден*.

Кавказ: 14) *Чирагидзорское* месторождение серного колчедана.

Северо-Восток СССР: 15) *Арманьское* месторождение алуниита и агальматолита.

Камчатка и Курильские острова: 16) неогеновые и древнечетвертичные месторождения серы, 17) серно-алунитовое месторождение вулкана Зимины, 18) ртутные рудопроявления, 19) поля современного фумарольно-сульфатарного выбеливания пород и связанных с ними отложений серы и черных сульфидов.

¹ Включение в данную главу Серовского (б. Богословского) района сделано главным образом вследствие его исторического интереса.

Японские острова: 20) алунитовые месторождения, 21) пиррофилито-диаспоровые месторождения и 22) древнечетвертичные вулканические месторождения серы и ассоциирующих с ней черных сульфидов Fe.

В указанной главе, помимо подробно описанных четырех месторождений Казахстана, приводится краткое описание 235 полей-массивов вторичных кварцитов (см. приложение).

КАЗАХСТАН

Семиз-Бугинская группа массивов вторичных кварцитов

Общий и геологический очерк

Семиз-Бугинские массивы окварцованных пород первые привлекли к себе внимание геологов. В этих массивах открыто крупнейшее в мире корундовое месторождение и отсюда началось изучение вторичных кварцитов. Поэтому геологии Семиз-Бугинского района, его классическим вторичным кварцитам и их рудам автор соответственно уделяет данным уделяет наибольшее внимание.

Геология района излагается по наблюдениям автора (1926—1928 гг.) и по данным Р. Э. Квятковского, проводившего в 1945—1947 гг. первую геологическую съемку в масштабе 1:100 000.

Ранние геологические исследования велись здесь в 90-х годах прошлого столетия Н. К. Высоцким (1896) в связи с постройкой Сибирской ж. д. Он указал среди девонских отложений «кварциты, слагающие более выдающиеся вершины в ряде гор: Семиз-Бугу, Джусалы, Куянды и пр.», и отметил, что «описываемая свита девонских отложений представляет в практическом отношении интерес по своей рудосодержности в виде месторождений Си, Fe, Mn и Au».

В 1917—1918 гг., а возможно, и ранее английские геологи «Киргизского горнопромышленного общества» осматривали массивы вторичных кварцитов района при поисках меди, и удивительно, что они не заметили синих глыб огромной корундовой россыпи на Большом Семиз-Бугу.

В начале 20-х годов район посещает М. П. Русаков и впервые наносит на карту поле вторичных кварцитов Семиз-Бугу и Кос-чеку (Русаков, 1926).

В 1925—1926 гг. с породами сопки Семиз-Бугу и его окрестностей знакомятся Русаков и Наковник в связи с бурением на медь на Малом Семиз-Бугу. Они составляют схематическую геологическую карту масштаба 1:84 000 на площади около 100 км², на которую наносят массивы вторичных кварцитов у оз. Чалкар-Куль и открытое ими корундовое месторождение (Русаков и Наковник, 1927).

В 1940 г. В. Ф. Беспалов проводит мелкомасштабную съемку большой территории, в которую включает и Семиз-Бугинский район.

В 1941 г. П. С. Марков ведет геологическую съемку ближайших окрестностей Семиз-Бугу в масштабе 1:84 000 с попутными поисками и ревизией вторичных кварцитов. Он заснял около 570 км², что составляет примерно 1/3 территории, представленной на карте (рис. 15).

Семиз-Бугинский район расположен в северной части Центрального Казахстана в 120—125 км к восток-северо-востоку от Караганды. Здесь имеется шесть близко расположенных друг от друга массивов вторичных кварцитов, максимальные расстояния между которыми от 2 до 4 км.

1. Массив *Большой Семиз-Бугу* расположен у оз. Чалкар-Куль. Общая площадь его вместе с восточным продолжением 16 км². Минерализован корундом, андалузитом, серицитом, алунитом и диккитом.

2. Массив *Малый Семиз-Бугу* находится в 3—4 км к югу от первого. Вместе с небольшим примыкающим к нему с запада полем вторичных кварцитов имеет площадь около 25 км². Минерализован серицитом, алунином и диккитом.

3. Массив *Уш-Кагыл*¹ расположен в 5 км к востоку от массива Большой Семиз-Бугу, его площадь 22 км².

Все массивы группируются около солоноватого оз. Чалкар-Куль, образуя треугольник, в вершине которого лежит небольшой массив

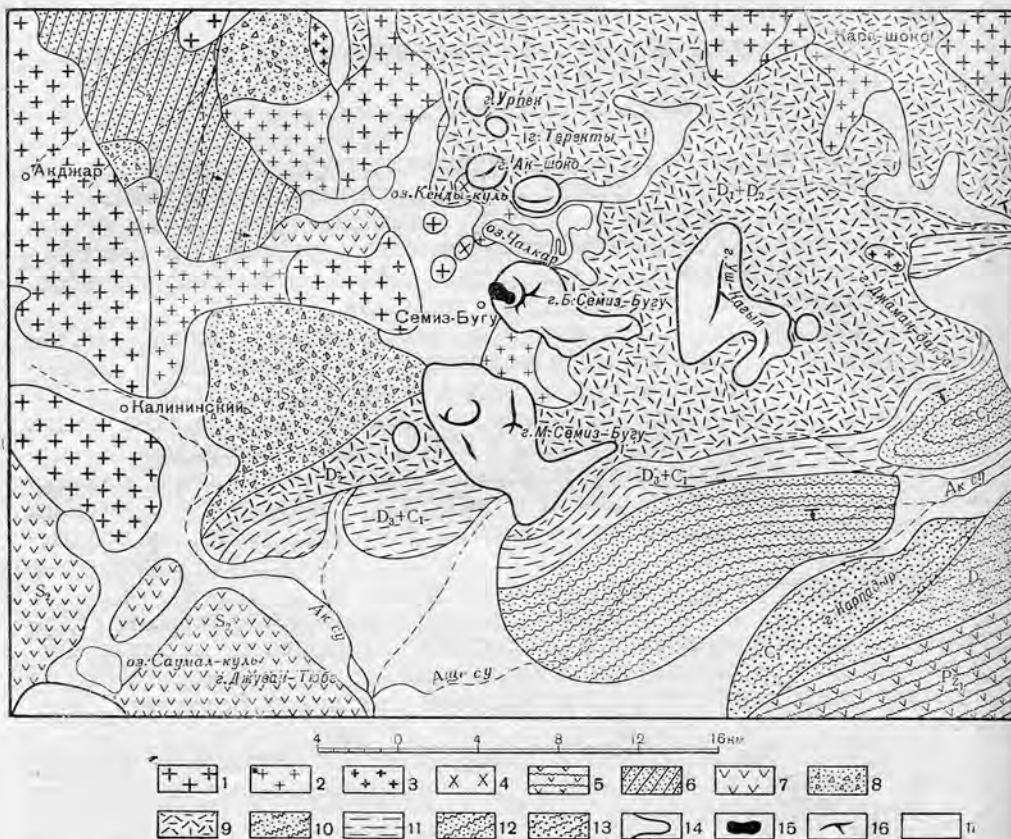


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Семиз-Бугинского района (по Р. Э. Квятковскому, 1948 г.)

1 — биотитовые средне- и крупнозернистые (местами порфировидные) граниты; 2 — мелкозернистые (местами порфировидные) граниты; 3 — гранит-порфиры, гранит-аплиты и интрузивные кварцевые порфиры; 4 — диориты; 5 — зеленокаменная толща — порфиритоиды; 6 — пелиты, псаммитовые и алевритовые песчаники (S_2); 7 — роговообманковые порфириты, туфы и дацитовые порфиры (S_2); 8 — грубообломочные туфы липаритовых и дацитовых порфиров (S_2); 9 — липаритовые и дацитовые порфиры с туфовым материалом (D_1+D_2); 10 — алевритовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков (D_2); 11 — известняки D_3 и окремненные известняки C_1 ; 12 — кремнистые известковистые сланцы; кремнистые песчаники и глинистые песчаники и сланцы (C_1); 13 — кремнистые алевритовые песчаники и сланцы лагунной фации (C_1); 14 — вторичные кварциты по лавам и туфам D_1+D_2 ; 15 — делювиальная россыпь и залежь андалузито-корундовых пород; 16 — осевые линии хребтов; 17 — наносы (четвертичные)

Урпек, в центре — массив Большой Семиз-Бугу с андалузито-корундовым месторождением и в основании находятся два огромных массива: Уш-Кагыл и Малый Семиз-Бугу. Общая площадь этого треугольника около 200 км², а общая площадь массивов вторичных кварцитов по геологической карте Квятковского 1948 г. 75 км², из которых на вторичные кварциты, покрытые съемкой, приходится примерно 60 км².

¹ Из отчета Квятковского минерализация этих массивов (1, 2, 3) неясна.

Кроме перечисленных массивов, Квятковский указывает еще в юго-западной части района группу из восьми сближенных массивов окварцованных лав и туфов верхнего силура. Он относит их к вторичным кварцитам — «ортокварцитам», минерализованным серицитом, «каолинитом», турмалином, а иногда и алунитом. Общая площадь этих массивов около 50 км². Крайний восточный из них — Кос-чеку попадает своей северной половиной в рамки нашей карты. Указанные массивы слабо обследованы.

Семиз-Бугинская группа массивов вторичных кварцитов доминирует над остальной площадью района и имеет самые высокие отметки — от 800 до 1050 м. Семиз-Бугинские вершины, резко возвышающиеся над окружающим мелкосопочником, видны с запада за 30—40 км.

Этот приподнятый участок определяет и орографию района: здесь берут начало степные реки Аксу и Ащису и др. Здесь же лежит мелководное оз. Чалкар-Куль, занимавшее когда-то большую площадь. Оно не имеет стока и принимает в себя источники и ручьи, текущие с массивов. Озеро занимает депрессию в мелкозернистых гранитах и имеет самые низкие отметки в районе.

Геологический разрез и строение района рисуется, по данным Квятковского, в следующем виде.

Наидревнейшая здесь нижнепалеозойская толща представлена сильно дислоцированными (углы падения к ЮЮВ 70—90°), измененными региональными процессами основными порфиритами. Она прослежена на северных склонах мелкогорной порфиритовой гряды Уш-Катын, протягивающейся за рамкой карты в восток-северо-восточном направлении вдоль соленого оз. Кара-Сор.

Выше несогласно налегает мощная толща (до 2000 м) верхнего силура — готландий, состоящая из фаунистически охарактеризованных алевроитовых и псаммитовых песчаников, дацитовых порфиров, липаритовых порфиров, порфиритов и, наконец, из грубообломочных туфов кислых лав. Отложения верхнего силура слагают участок к западу от Семиз-Бугу. Песчаники протягиваются в север-северо-восточном направлении, слагая крыло пологой брахисинклинальной складки. Экструзивы верхнего силура лежат на песчаниках.

На верхнесилурийских отложениях несогласно лежит мощная толща (до 3500 м) кислых экструзивов — лав и туфобрекчий, слагающих огромные поля в восточной половине района и относимых Р. Э. Квятковским к девону¹. Породы эти весьма изменчивы по простиранию и падению; большие массы их превращены во вторичные кварциты, и обломки последних нередко встречаются в туфобрекчиях. В нижней части вулканической толщи (D₁) преобладают кварцевые порфиры, а в верхней (D₂) — дацитовые порфиры и пирокласты.

Нахождение к северу и югу от поля кислых экструзивов песчаников и сланцев указывает на то, что Семиз-Бугинский район был в далеком прошлом вулканическим островом, вулканические аппараты которого находились, как полагают автор и Р. Э. Квятковский, на современной площади развития вторичных кварцитов. Последние мы рассматриваем как продукты изменения экструзивов фумарольно-сульфатными процессами.

Р. Э. Квятковский приводит следующие два разреза экструзивной толщи девона, характеризующиеся горизонтами весьма невыдержанной мощности².

¹ Квятковский считает, что стратиграфическое положение этой порфириковой толщи не вполне ясно и что излияния лав и выбросы пирокластов происходили, по-видимому, в нижнем и среднем девоне.

² Мощности горизонтов получены в основном интерполированием.

1. Разрез у рч. Чийлибулак (к северу от оз. Чалкар-Куль) с падением пород на юго-восток под углом 30—35° (снизу вверх):

Фельзит-порфиры	100 м
Туфы	400 "
Порфиры	120 "
Туфы с лапилли и вулканическими бомбами диаметром 10—15 см	45 "
Порфириты	90 "
Туфы	80 "
Дацитовые порфиры	115 "
Пластовая интрузия гранит-порфиров	18 "
Кварцевые и дацитовые порфиры	50 "

Итого ~ 1000 м

2. Разрез в горах Джаман-далба (к востоку от массива вторичных кварцитов Уш-Кагыл) с падением пород на юг-юго-восток (снизу вверх):

Кварцевые порфиры	600 м
Туфы	450 "
Дацитовые порфиры	130 "
Лавобрекчии	40 "
Липаритовые порфиры	300 "
Дацитовые порфиры	300 "
Фельзит-порфиры	250 "
Туфы с лапилли и вулканическими бомбами	85 "
Фельзит-порфиры	70 "
Туфы	100 "
Кристаллотуфы	80 "

Итого ~ 2500 м

Р. Э. Квятковский представляет структуру экструживной толщи девона в виде плоской антиклинальной складки восток-северо-восточного простирания, в ядре которой, состоящем из наиболее кислых экструживов (D₁), и залегают почти все массивы вторичных кварцитов Семиз-Бугинской группы. Это представление об антиклинали условно, потому что основано на небольшом количестве наблюдений и без учета первичного косога залегания пород в вулканическом конусе.

Южная периферия девонской экструживной толщи окаймляется узкой полосой восток-северо-восточного простирания верхнедевонских известняков с фауной фаменского яруса¹. Они согласно перекрываются окремненными известняками турнейского яруса нижнего карбона, составляя с фаменским ярусом одно целое, и полого падают к югу.

Выше следует толща, состоящая из кремнистых сланцев, известковистых сланцев, кремнистых песчаников и глинистых песчаников нижнего карбона. Они прослежены на юго-востоке района, имеют восток-северо-восточное простирание и пологое падение к югу. Однако к ранним отложениям нижнего карбона Квятковский относит окремненные алевритовые песчаники и сланцы лагунной фации этрена, протягивающиеся в северо-восточном направлении на юго-востоке района. Отношение их к более высоким горизонтам неясное.

Здесь же прослежены алевритовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков, относимые к среднему девону.

С запада к массивам вторичных кварцитов примыкает широкое поле гранитов Корнеевского плутона, а с севера — граниты большой Карагайлинской интрузии. Граниты представлены в основном средне- и

¹ Хотя Квятковский и указывает, что между известняками и экструживами иногда наблюдаются конгломерато-песчаники, но соответствующего полного разреза не приводит.

крупнозернистыми биотитовыми разностями, иногда порфиroidными, а в верхних горизонтах — мелкозернистыми и порфиroidными.

Среди кислых экстрезивов и особенно часто среди вторичных кварцитов (главным образом у подножия массивов) встречаются штоки, залежи, жилы и дайки свежих или измененных кислых гранитоидов: гранит-порфиоров, интрузивных кварцевых порфиоров, кварцевых сиенит-порфиоров, мелкозернистых пегматитовых гранитов и таких же граносиенитов. Некоторые из этих гранитоидов (наблюдения автора и Р. Э. Квятковского) встречаются в одном и том же теле, в котором хорошо прослеживаются взаимные переходы, например гранит-порфиоров в кварцевые порфиры или мелкозернистых гранитов в граносиениты. Среди полей вторичных кварцитов нередко можно проследить превращение секущих гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров во вторичные кварциты (Большой и Малый Семиз-Бугу), внешне почти неотличимые от вторичных кварцитов из эффузивных кварцевых порфиоров.

Малые интрузивные тела гранитоидов среди экстрезивов и вторичных кварцитов, вероятно, более или менее сингенетичны извержениям. Они вместе с туфобрекчиями, вулканическими бомбами и лапилли составляют характерный комплекс пород вулканического сооружения. В этом комплексе одни из гранитоидов являются субвулканическими интрузивными телами, другие — корнями излияний и neckами, а третьи — разветвленной сетью вулканических жил и даек, образовавшихся в результате неоднократно возобновлявшейся деятельности вулкана.

Кроме гранитоидов, встречаются еще небольшие интрузивные тела диоритов (восточная окраина оз. Чалкар-Куль) и дайки измененных по зальбандам габбро-порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов. Они секут вторичные кварциты и даже андалузито-корундовую залежь Семиз-Бугу и являются, вероятно, позднейшими внедрениями, связанными с вулканической деятельностью.

По мнению большинства геологов, неясным в геологии района является отношение основной массы гранитов Карагайлинской интрузии и Корнеевского плутона к кислым экстрезивам девона и залегающим в них вторичным кварцитам, пронизанным малыми телами измененных гранитоидов. Образовались ли граниты плутонов раньше кислых экстрезивов и вулканические сооружения возникли на прорванном диатремами древнем гранитном цоколе или, наоборот, плутоны внедрились в экстрезивы и контактово метаморфизовали их во вторичные кварциты, как полагал К. Н. Озеров, или, наконец, внедрившиеся в толщу кислых экстрезивов гранитные плутоны не метаморфизовали экстрезивов и вторичных кварцитов, образовавшихся в них в фумарольно-сульфатарную стадию.

Контактные изменения вмещающих пород, прорванных плутоном, хорошо выражены для западной половины площади, где в осадочных породах силура встречаются на контакте скарноиды и роговики. Для восточной — большей части, где развиты отложения девона и главным образом кислые экстрезивы, изменение их на контакте с гранитами плутона ничтожно и спорадично¹. Оно выражается в слабом единичном осветлении пород — «в образовании скоплений вторичного кварца». Залегающие же по периферии экстрезивов известняки, песчаники и сланцы верхнего девона и нижнего карбона не имеют ни скарнов, ни роговиков.

Вероятнее всего, гранитная магма Корнеевского плутона и Карагайлинской интрузии поднялась уже после длительного действия вулканов, которые она питала, и поднялась только до низов девонской толщи и не метаморфизовала ни кислых экстрезивов, ни образовавшихся в них около эруптивных аппаратов вторичных кварцитов.

¹ Приводятся данные наблюдений Квятковского, проведенных к северу от оз. Кенды-Куль (в 2 км к северо-западу от массива Урпек) и от гор Джаман-далба.

АЛУНИТО-АНДАЛУЗИТО-КОРУНДОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
БОЛЬШОЙ СЕМИЗ-БУГУ

История изучения и разведка

Месторождение Семиз-Бугу хотя и эксплуатируется свыше 30 лет и является первым, с которого началось в СССР систематическое изучение вторичных кварцитов, однако оно недоразведано и слабо изучено не только геологически и петрографически, но и минералогически (Наковник, 1958)¹. Что лежит глубже 60—70 м от поверхности этого массива, мы не знаем². Доказательством этого служит открытие в 1954—1956 гг. новой корундовой россыпи, похороненной под мощными наносами.

Месторождение открыто летом 1926 г. При маршрутном обследовании массива Большой Семиз-Бугу (Русаков и Наковник, 1927; Ваганов, 1928) была обнаружена делювиальная россыпь корунда, протянувшаяся от подошвы вверх по западному склону на 1000 м (Наковник, 1938)³.

В 1927 г. геологоразведочная партия Геологического комитета под руководством М. П. Русакова провела первую разведку месторождения. Она установила под наносами сверху россыпи ее корни — корундовое тело, оконтурила и опробовала делювиальную россыпь и определила ее запасы (Русаков, Наковник, 1932).

К концу 1927 г. выяснилось, что Семиз-Бугу представляет крупнейшее в СССР месторождение и притом почти чистых корундовых пород.

В 1928 г. партия Геологического комитета установила под наносами два новых коренных корундовых тела, которые, как выяснилось при дальнейших разведочных работах, оказались вместе с первым одним общим телом. Партия обнаружила прожилки и вкрапленность корунда во многих местах вершинной части хребта Семиз-Бугу и подсчитала запасы корунда на месторождении по категориям А, В и С₂ около 90 тыс. т (Русаков и Наковник, 1932). Одновременно с партией Геологического комитета работала партия треста, занимавшаяся добычей корунда из россыпи.

В 1929 и 1930 гг. рудоуправление Семиз-Бугу проводило промышленную разведку коренного тела и добычу. Работами руководил Н. Д. Белов.

В 1930 г. с месторождением знакомится К. Н. Озеров, посланный на Семиз-Бугу Институтом неметаллов (Ленинград) для консультации разведочных работ.

В 1931 г. Институт прикладной минералогии проводит на Семиз-Бугу промышленную разведку коренного тела, которой руководит Н. Н. Лис. Во время камеральной обработки материалов Н. Н. Лис устанавливает в начале 1932 г. андалузитовые породы по периферии коренного корундового тела⁴.

¹ Так, наиболее крупной опубликованной работой о Семиз-Бугинском месторождении является книга М. П. Русакова и Н. И. Наковника (1932), которая посвящена главным образом геолого-экономической стороне месторождения: коренному корундовому телу, россыпи, разведке их и запасам. Надо подчеркнуть, что даже ко дню своего выхода из печати она уже была устаревшей. Ни один из минералов этого массива вторичных кварцитов не получил подробного описания. Никто еще специально не занимался изучением их состава, свойств, а также деталей геологического строения массива, состава минеральных фаций, их взаимоотношений и зональности.

² За последние годы сделаны попытки глубокого разбуривания Семиз-Бугу, но результаты изучения керна пробуренных до глубины 150 м скважин неизвестны.

³ Сгущенный верх ее был первоначально принят за коренное тело.

⁴ Возможно, что одновременно с Н. Н. Лис установил и К. Н. Озеров по материалам консультации, потому что об открытии андалузита в целом ряде массивов вторичных кварцитов Казахстана, в том числе и на Семиз-Бугу, было уже широко известно из отчета и доклада Наковника в 1931 г.

В том же 1931 г. на западном склоне массива, т. е. со стороны коренного тела и россыпи, проводились гравиметрические поиски новых корундовых тел. Работы эти ввиду крутизны склонов не дали положительных результатов¹.

С открытия андалузитовых пород начинается новое направление в изучении и геолого-экономическом освоении Семиз-Бугу. Главное внимание теперь уделяется не корунду, далеко еще не разведанному, а андалузиту. Так, в 1933 г. ЦНИГРИ проводит при консультации Озерова спробование андалузитовых пород и подсчет запасов по категории С₁ (опробовательская партия П. Г. Фарафонтьева).

В 1934 г. ЦНИГРИ направляет на Семиз-Бугу большую группу геологов (Е. С. Березин, Н. А. Быховер, В. Ф. Дыбков и др.), которая проводит под руководством Озерова разведку открытых андалузитовых пород и поиски андалузита. Впервые проводится топографическая съемка массива в крупном масштабе и составляется петрографическая карта месторождения Семиз-Бугу, приближенно изображающая пространство основных минеральных типов вторичных кварцитов². Устанавливаются поля андалузитовой и алунитовой минерализации со значительными запасами рассеянных андалузита и алунита и к югу от коренного корундового тела обнаруживаются три небольшие залежи андалузитовых пород и гнезда гематито-корундовой породы.

В 1936 г. коренное тело и андалузитовые залежи доразведывает Н. Д. Меркурьев (ЦНИГРИ). Одновременно подсчитываются запасы корунда и андалузита.

В 1938, 1939 и 1940 гг. месторождение Семиз-Бугу продолжает доразведываться партией Казахского геологического управления (под руководством И. С. Тригулова). Работы этой партии, как и предыдущей, свелись в основном к разведке новых андалузитовых тел и южного конца главного тела, богатого андалузитом.

В годы Великой Отечественной войны месторождение доразведывается под руководством геолога К. И. Асташенко, участника ревизии вторичных кварцитов 1936—1939 гг. При этом выясняется, «что изученность Семиз-Бугу совершенно не отвечает его значению», «что еще нет его детальной геологической карты» и «что неясны перспективы рудоносности на глубину» (Асташенко, 1945). Асташенко установил, что корундовое тело месторождения продолжается ниже выработанного горизонта на 18 м и, кроме того, обнаружил небольшие новые корундовые тела.

На специальном совещании по Семиз-Бугу (апрель 1944 г.) было решено срочно провести детальную геолого-петрографическую съемку всего массива, геологическую съемку окрестностей района и детальное изучение структуры месторождения. Все это было лишь отчасти выполнено партиями Казахского геологоразведочного управления под руководством Р. Э. Квятковского и П. С. Маркова в 1945—1947 гг.

Заканчивая историю изучения и разведки месторождения Семиз-Бугу, надо отметить, что в 1944—1945 гг. здесь проводились опытные геофизические работы (руководитель работ А. С. Кумпан) — магнитометрия и электроразведка. В 1948 г. на Семиз-Бугу была проведена детальная геофизическая съемка высокоточным гравиметром.

В 1956 г. в контуре выработанной россыпи был открыт крупноглыбовый корундовый свал, похороненный под мощными 30-метровыми наносами.

¹ Все векторы были направлены в сторону этой крутизны. Детальная же неглубокая расчистка западного склона не установила корунда.

² По данным 500 точек — шрифтов.

кварцитов месторождения Большой Семиз-Бугу равна приблизительно 6,7 км², восточное же продолжение составляет около 6 км².

Массив Большой Семиз-Бугу при некоторой вытянутости в северо-восточном — юго-западном направлении кажется почти изометричным. Длинная ось его около 3,5 км, а короткая северо-западная — юго-восточная примерно 2,7 км. Скульптура массива своеобразна. Она определяется главным хребтом и отходящими от него второстепенными хребтами. Осевая линия главного хребта представляет резко изогнутую дугу, а сам хребет — полуцирк с крутыми склонами, обращенный вогнутостью на северо-запад. В этом полуцирке находится главное андалузито-корундовое воронкообразное тело, уходящее своим хвостом в глубь кварцитов; здесь лежали выработанные россыпи корунда, и по этой дуге распространена почти вся установленная андалузитовая и корундовая минерализация.

Южный конец дуги главного хребта, так называемый Западный отрог, вытягивается и затухает к западу. От него отходит к югу небольшой Южный отрог, затухающий к юго-востоку. Северный конец дуги главного хребта ориентирован на север-северо-запад, мы называем его Северо-Западным отрогом.

От главной вершины Семиз-Бугу с отметкой 1034,9 м отходит короткий, резко изгибающийся к север-северо-востоку хребет — мы называем его Северо-Восточным отрогом — составляющий с северным концом главного хребта второй, меньший полуцирк, обращенный своей вогнутостью к северу. Здесь самые крутые склоны массива, и в этом полуцирке находится второе рудное поле, где ассоциируются почти все основные типы вторичных кварцитов: серицитовые, корундовые, алунитовые, андалузитовые и монокварциты и где залегает самый крупный участок кварцитов, обогащенных андалузитом, и самый крупный участок алунитовой минерализации.

В месте крутого изгиба Северо-Восточного отрога отходит к востоку так называемый Восточный отрог, затухающий к востоку — юго-востоку.

Геологическая карта (см. рис. 16) составлена в 1945—1947 гг. Р. Э. Квятковским. В ее составлении принимал участие П. С. Марков, изучивший под микроскопом свыше 4000 прозрачных шлифов. Результаты этой работы значительно расширили представление о петрографии массива и детализировали ранние схематичные на карте контуры минеральных типов вторичных кварцитов, выявленные съемкой 1934 г.¹

Массив Большой Семиз-Бугу сложен в основном вторичными кварцитами, образовавшимися из кислых лав — покровов кварцевых порфиров, их туфов и брекчий и отчасти из интрузивных кварцевых порфиров, мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. Эти последние выступают в неизменном виде у подошвы массива в его южной и западной частях. Имеются еще секущие дайки диабазов.

Неизменные эффузивные порфиры обнажены в нескольких местах у восточного подножия. Переходы свежих пород во вторичные кварциты хорошо устанавливаются макроскопически и под микроскопом.

Исходные породы вторичных кварцитов восточного продолжения Большого Семиз-Бугу отличаются от исходных пород основного массива. Это главным образом фельзитовые лавы — покровы кислых лав, в которых не заметны или редки вкрапленники и хорошо видна реликтовая тонкофлюидально-полосчатая текстура. Простираание флюида-

¹ К сожалению, при всех геологических съемках Большого Семиз-Бугу специальным выявлением реликтовых флюидальных и туфобрекчиевых текстур, простираания лавовых потоков и мелкой кварцевой жилковатости почти не занимались. На геологической карте Квятковского эти элементы, ведущие к уяснению строения и генезиса массива вторичных кварцитов, не нашли никакого отражения.

ности аналогично вытянутости массива, т. е. северо-восточное и восточное.

В общем комплексе гипогенно-измененных окварцованных пород основного массива Большого Семиз-Бугу, именуемых термином «вторичные кварциты», Р. Э. Квятковский называет кварцитами лишь те породы, которые содержат кварца 70% и выше. Прочие же породы, связанные с ними постепенными переходами, с меньшим количеством кварца и большим другого минерала он называет описательным термином. Так, он выделяет монокварциты или «собственно вторичные кварциты» — породы с содержанием кварца выше 90%, далее — серицитовые, андалузитовые и алунитовые кварциты с содержанием кварца от 70 до 90%, затем — серицито-кварцевые, андалузито-кварцевые и алунито-кварцевые породы с содержанием кварца от 40 до 70% и, наконец, — кварц-серицитовые и кварц-андалузитовые породы с содержанием кварца от 40 до 0%.

В соответствии с общепринятой терминологией на карте (см. рис. 20) обобщены контуры серицитовых кварцитов и серицито-кварцевых пород, андалузитовых кварцитов и андалузито-кварцевых пород и алунитовых кварцитов и алунито-кварцевых пород, полагая в них нижний предел содержания кварца 50%.

Таким образом, на схеме геологической карты месторождения Большой Семиз-Бугу в поле гидротермальных образований выделены контуры следующих пород, перечисляемых в порядке их распространения (величины площади):

- 1) серицитовые вторичные кварциты при среднем содержании серицита 40% и кварца 60%;
- 2) монокварциты, содержащие кварца от 90% и выше;
- 3) серицитовые вторичные кварциты и кварц-серицитовые породы с андалузитом при среднем его содержании 10% и серицита 40%;
- 4) алунитовые вторичные кварциты при среднем содержании алунита 20—30% и кварца 70—80%;
- 5) андалузитовые вторичные кварциты при среднем содержании андалузита 20% и кварца 75%;
- 6) кварц-андалузитовые породы, содержание андалузита выше 50% и кварца ниже 50%;
- 7) кварц-серицитовые породы, содержание серицита выше 50% и кварца ниже 50%.

Соотношение площадей указанных пород в порядке их перечисления примерно такое: 48:24:14:8:8:3:3.

Кроме них, на схеме выделены два небольших контура алунитовых кварцитов с андалузитом и андалузитовых кварцитов с алунитом, залежи мономинеральных корундовых и андалузитовых пород и показаны все известные участки с вкрапленностью и мелкими жилками корунда.

Можно было бы выделить еще корундоносные вторичные кварциты, локализованные почти исключительно в вершиннохребтовой части массива — в главной дуге, где корунд является примесью в форме вкрапленности и мелких жилок в других типах кварцитов. Местами эти примеси (показаны на рис. 16 точками) настолько обогащают породу, что ее можно назвать корундовой, а отдельные мелкие участки обнажений — рудными. К ним относятся рудные тела на хребте в 1600 м к северо-востоку от рудничного поселка и в 1000 и 800 м к северо-востоку от главного рудного тела.

Вторичные кварциты восточного продолжения Большого Семиз-Бугу представлены алунитовым, диккитовым и серицитовым типами и, вероятно, монокварцитами. Детали минерализации и зональность не изучались.

Наиболее распространенные породы основного массива — это серицитовые вторичные кварциты, включающие в себя все прочие измененные породы и мономинеральные тела. Они являются измененными породами внешней зоны — общим фоном, на котором размещены другие минеральные типы кварцитов. Закономерность размещения последних — зональность неясна на карте Р. Э. Квятковского. Явным выражением зональности служит указанное выше расположение алунитовых и диккитовых кварцитов на периферии Семиз-Бугинской группы массивов — во внешней зоне по отношению к андалузитовым и корундоносным кварцитам внутренней зоны — западной части Большого Семиз-Бугу.

Второе место по распространению занимают монокварциты. Они определяют основные черты рельефа, так как слагают преимущественно вершиннохребтовую часть массива. Главное поле их протягивается через весь массив непрерывной и неправильной полосой в юго-западном — северо-восточном направлении. По-видимому, это мощное жилоподобное разветвленное на концах тело уходит вертикально вглубь или круто падает к юго-востоку подобно коренному корундовому телу.

Полоса монокварцитов делит массив на две неравноценные части: северо-западную большую, разнообразно и богато минерализованную, и юго-восточную меньшую — бедно минерализованную.

Осевая линия главного дугообразного хребта — главного полуцирка — отделяет внутренний ореол корундо-андалузитовой минерализации от внешнего большого ореола с полями сульфатной — алунитовой минерализации. Внутренний ореол лишен алунита, внешний богат им.

Такая локализация минеральных образований, контроль оруденения монокварцитами и структурой полуцирков, особый комплекс минералов и пород, кольцевое строение массива и крутое падение рудных тел — все это находит более правдоподобное объяснение в представлениях, выдвинутых Р. Э. Квятковским и поддерживаемых автором, а не в представлениях Озерова о контактовом метаморфизме лав Корнеевским плутоном.

Минеральный состав перечисленных типов вторичных кварцитов представлен следующими гипогенными минералами (постоянные минералы выделены курсивом, главные — полужирным шрифтом, значительные примеси — разрядкой и незначительные примеси шрифтом не выделены):

Кварц вторичный
и первичный
Рутил
Пирит
Гематит
Серицит
(Мусковит)
Андалузит
Алунит
Корунд
Диаспор
Пиррофиллит?
Диккит
Барит
Топаз
Циркон

В этой группе минералов кварц, рутил, а также, очевидно, пирит и гематит являются постоянными — почти одновременными компонентами. Серицит (мусковит), андалузит и алунит, как и кварц, относятся к главным ведущим минералам типа и каждый из них вместе с рутилом и пиритом или гематитом составляют парагенетическую группу равновесных, не замещающих друг друга минералов, характеризующих минеральный тип кварцитов. Пиррофиллит не уточнен, а потому указан под вопросом.

Из супергенных минералов во вторичных кварцитах часто встречаются рассеянный лимонит по пириту и ярозит, обычно также по пириту.

Алунит относится к почти чисто калиевой разности, что отвечает составу вмещающих исходных пород. Химический анализ, проведенный

во ВСЕГЕИ М. П. Филатовой в 1960 г., показал: K_2O 3,20%, а Na_2O 0,25%, т. е. отношение весовых процентов первого ко второму равно 12.

Преобладающая форма развития гипогенных минералов — это явные и даже четкие псевдоморфозы (рис. 17) замещения, переходящие в неясные расплывчатые бласты. Они характерны для серицита, кварца, алунита, рутила и пирита, но не для андалузита, корунда и диаспора, и представляют то мономинеральные агрегатные псевдоморфозы, то полиминерально-агрегатные в таких комбинациях: по полевым шпатам — кварц + серицит, кварц + алунит, по темноцветным минералам — кварц +

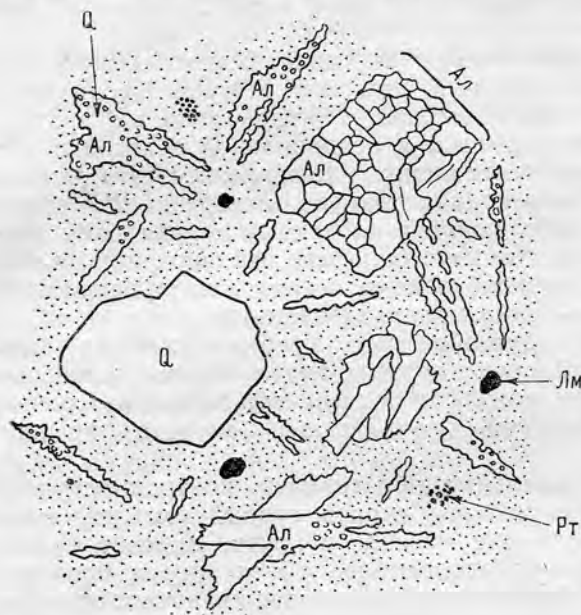


Рис. 17. Алунитовый вторичный кварцит из риолитового порфира массива Большой Семиз-Бугу (Центральный Казахстан)

Q — остаточный кварц-вкрапленник. Ал — алунит. Рт — рутил. Лм — лимонит по пириту. В ажурных окончатиях алунита включены мелкие зерна вторичного кварца. Алунит, кажется, разрастается в базисе, захватывая кварц. Справа прямоугольник — псевдоморфоза алунита по вкрапленнику полевого шпата. В базисе породы — вторичный кварц и примесь алунита и рутила

+ пирит + рутил + серицит.

Изучением взаимоотношений гипогенных минералов в главных типах кварцитов Большого Семиз-Бугу никто специально и широко не занимался. Просмотр десятка шлифов, случайно сохранившихся от больших коллекций месторождения, позволяет говорить, что эти отношения те же, что и в изученных месторождениях: Коунраде, Жанете, Кабанском и др.

Теперь перейдем к характеристике минеральных типов вторичных кварцитов, слагающих месторождение Большой Семиз-Бугу.

Серицитовые вторичные кварциты выделяются по содержанию серицита — равному или несколько меньшему, чем содержание кварца, при незначительном содержании других минералов. Количество серицита для серицитовых кварцитов

принято от 10—15 до 50%. В показанных на схеме контурах серицитовых кварцитов встречаются отдельные обнажения с содержанием серицита выше 50%, т. е. относящиеся к кварц-серицитовым породам. Эти последние выделены в самостоятельные контуры там, где они слагают значительные площади. Частыми примесями в тех и других породах являются «мусковит» (возможно, иногда пирофиллит), андалузит и корунд, содержание которых повышается в кварц-серицитовых породах вплоть до образования моно- и биминеральных пород — кварц-андалузитовой, андалузито-слюдистой и даже андалузитовой с примесью кварца, корунда и барита. В серицитовых кварцитах иногда встречаются порознь алунит и турмалин. Обычные постоянные примеси — тонкодисперсный рутил и лимонит по пириту. Наряду с реликтовой структурой кварцевых порфиров и гранитоидов в серицитовых кварцитах часто наблюдается реликтовая флюидалная структура.

Монокварциты содержат, по Р. Э. Квятковскому, кварца от 90% и выше и SiO_2 от 95 до 99%. Частые примеси в них: серицит, андалузит, корунд, лимонит (пирит), рутил и алунит. Характерной чертой моно-

кварцитов, отличающей их от других мономинеральных пород — андалузитовых, корундовых и др., — является наличие в них реликтовой структуры кварцевых порфиров и вкрапленников неизмененного первичного кварца. Поэтому, а также потому, что монокварциты постепенно переходят в серицитовые, андалузитовые и алунитовые кварциты, надо полагать, что мощное тело их, секущее массив, не является кварцевой жилой выполнения, хотя, возможно, имеется много мелких жилков выполнения. Вероятнее всего, это метасоматическое тело, образовавшееся в зоне нарушения и высокой пористости пород, где долго циркулировали сернокислые растворы высокой концентрации, удалившие почти все основания и большую часть Al_2O_3 , но не SiO_2 и TiO_2 .

Андалузитовые вторичные кварциты выделяются как минеральная разность окварцованных пород, содержащая андалузит в количестве от 10 до 50% при среднем содержании 20%. Местами содержание андалузита в шлифе, распределение которого в образцах весьма прихотливо, превышает 50%. Участки кварцитов, оконтуренные по сгущенным точкам с таким высоким содержанием, составляют площади кварц-андалузитовых пород. Наибольшая из них расположена на северном склоне массива — в северном полуцирке. Обычные примеси в этих породах «мусковит» и «серицит». Нередко встречаются корунд, гематит, топаз, «каолинит» и диаспор. Постоянной примесью является рутил. Изредка обнаруживается алунит и даже обособляются своеобразные алунито-андалузитовые кварциты в юго-западном конце массива.

Алунитовые вторичные кварциты представляют окварцованные породы с содержанием алунита от 10% и редко до 50%. Среднее содержание алунита, вероятно, около 25%. Алунитовые кварциты локализируются главным образом в северо-западной части массива, где находится их самый крупный участок. Примесью алунитовых кварцитов часто является дикцит, а постоянно — тонкодисперсный рутил. Изредка встречаются серицит и андалузит. Последний составляет значительную примесь в алунитовых кварцитах вблизи большого участка, что позволило выделить небольшую площадь своеобразных андалузито-алунитовых вторичных кварцитов.

К сожалению, нет анализов для характеристики химического состава наиболее распространенной средней породы по каждому типу вторичных кварцитов. Большого Семиз-Бугу и почти совсем отсутствуют данные о пористости их вообще и сравнительно с исходными породами. Эти данные позволили бы с большим основанием судить о химическом составе средних типов и о химизме превращений, чем имеющиеся единичные анализы образцов, взятых из окисленной зоны и без данных микроскопического анализа (табл. 7). Но все же и эти немногие данные дают представление о физико-химической стороне преобразования пород во вторичные кварциты.

Высокоглиноземные рудные тела, корундовая россыпь и минералы их

Моно- и биминеральные высокоглиноземные образования — рудные тела залегают среди вторичных кварцитов в виде жилков, желваков, гнезд и небольших крутопадающих линзообразных залежей малой мощности. Крупнейшее из них главное андалузито-корундовое тело длиной 160—180 м имеет форму асимметричной воронкообразной залежи. Другие рудные тела — это небольшого размера залежи или линзы, гнезда и мелкие жилки.

Минералы главного тела давно привлекли к себе внимание минералогов оригинальной ассоциацией, формой и величиной. В первые годы разведки верха тела дали уникальные образцы корундовых пород, рутила, гематита, пирита, диаспора и барита. Однако химический состав, структура, оптические и другие свойства минералов высокогли-

Химический состав вторичных кварцитов и их исходных пород
на месторождении Большой Семиз-Бугу

(в процентах)

	Исходные породы				Вторичные кварциты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	72,08	73,80	73,83	73,24	84,38	77,69	68,26	77,14	85,14	78,52
TiO ₂	0,46	0,13	0,47	0,35	0,11	0,08	0,14	0,43	0,45	0,24
Al ₂ O ₃	16,08	14,10	13,13	14,44	12,38	15,37	22,49	13,10	9,90	14,65
Fe ₂ O ₃	0,33	2,28	2,56	1,72	0,63	0,51	0,75	2,00	1,27	1,03
FeO	0,85	0,29	0,04	0,40	0,43	0,50	0,41	0,03	0,04	0,28
MnO	0,03	0,11	0,31	0,15	—	Следы	—	0,07	—	0,03
CaO	1,68	0,32	0,15	0,71	0,56	0,16	0,24	0,60	0,10	0,33
MgO	0,09	0,07	0,06	0,07	0,31	0,47	0,24	0,09	0,01	0,22
K ₂ O	2,56	4,14	4,35	3,66	0,70	2,88	5,11	—	—	—
Na ₂ O	3,14	3,66	3,50	3,43	—	—	—	4,50	1,96	3,05
П.п.п.	2,26	1,00	1,33	1,53	0,90	2,17	2,18	1,73	1,31	1,66
H ₂ O	0,62	—	0,21	0,41	0,19	0,16	0,17	0,06	0,04	—
SO ₃	—	—	—	—	0,15	0,18	0,07	—	—	—
SO ₂	—	—	0,17	—	—	—	—	0,24	0,27	—
Сумма	100,18	99,90	100,11	100,11	100,74	100,17	100,06	99,99	100,49	—

1. Гранит-порфир. Западный склон горы Большой Семиз-Бугу — рудный участок (Русаков и Наковник, 1932).
2. Эффузивный кварцевый порфир. Большой Семиз-Бугу (Русаков и Наковник, 1932).
3. Эффузивный кварцевый порфир, среднее из двух анализов (отчет Р. Э. Квятковского, 1948).
4. Среднее из предыдущих анализов.
5. Вторичный кварцит без реликтовой структуры. Большой Семиз-Бугу (Русаков и Наковник, 1932).
6. Вторичный кварцит с реликтовой структурой. Большой Семиз-Бугу (Русаков и Наковник, 1932).
7. Вторичный кварцит. Большой Семиз-Бугу (Русаков и Наковник, 1932).
8. Вторичный кварцит с реликтовой структурой кварцевого порфира. Большой Семиз-Бугу (отчет Р. Э. Квятковского, 1941).
9. Вторичный кварцит с реликтовой структурой микрогранит-порфира. Большой Семиз-Бугу (отчет Р. Э. Квятковского, 1948).
10. Среднее из пяти предыдущих (5, 6, 7, 8, 9).
Образцы взяты из зоны выветривания. Минеральный состав их при химическом анализе авторами не указан.

ноземных тел, как, впрочем, и вторичных кварцитов Большого Семиз-Бугу, специально не изучали. Сохранился лишь один старый анализ светлой слюды, отобранной из пор корундовой породы, из которого видно, что она является калиевой слюдой — мусковитом (Русаков, Наковник, 1932).

Детальное изучение коснулось только светлой слюды (в 1958 г.), играющей важную роль в составе рудных тел и называемой на основе макроскопического определения «пирофиллитом». Исследованы были крупные чешуйки из андалузито-слюдяной породы главного тела и из пещеры корундовой породы его ядра, они оказались мусковитом. Исследование проводила Е. Н. Судовикова, данные ее исследований приводим в табл. 8. Автор просмотрел несколько прозрачных шлифов андалузито-слюдяной породы главного тела с целью ревизии пирофиллита и везде получил 2V не более 40°.

В состав высокоглиноземных рудных тел входят почти те же минералы, что и в состав вторичных кварцитов:

Андалузит	Из них крупную роль играют андалузит и корунд, меньшую — мусковит, малую — диаспор и незначительную — пирит, гематит и особенно рутил, образующие мелкие скопления, измеряемые сантиметрами. В главном корундо-андалузитовом теле три последних достигают, как нигде, самых крупных размеров: рутил до 2 см, пирит до 3 см и гематит до 10—15 см. Характерно, что в телах высокоглиноземных пород пирит октаэдрический, в андалузитовых кварцитах додекаэдрический, а в серицитовых чаще всего кубический.
Корунд	Скопления кварца в высокоглиноземных телах неизвестны, как неизвестны и неизменные реликты вкрапленников кварца, обычные во вторичных кварцитах.
Мусковит	Алунит отсутствует. Серицит взят в кавычки как неуточненный тонкодисперсный слюдястый минерал, в котором можно подозревать и пиррофиллит.
Диаспор	
Гематит	
Пирит	
Рутил	
Барит	
Диккит	
Пиррофиллит?	
Кварц	
Лазулит	
Циркон	
Топаз	
„Серицит“	

Таблица 8

Результаты исследования слюды из главного коренного андалузито-корундового тела месторождения Большой Семиз-Бугу (в процентах)

	Образец	
	174	№
SiO ₂	44,77	42,99
TiO ₂	0,18	0,80
Al ₂ O ₃	35,38	35,91
Fe ₂ O ₃	3,10	2,50
FeO	0,34	0,22
MnO	Не обн.	Следы
MgO	0,25	0,50
CaO	0,20	0,54
Na ₂ O	0,41	0,08
K ₂ O	10,60	10,26
Si ₂ O	Не обн.	Не обн.
F	0,22	0,07
П.п.п.	4,94	5,64
Сумма	100,39	99,51

Обр. 174 — крупные чешуйки из андалузито-слюдястой породы главного андалузито-корундового тела Большого Семиз-Бугу.

Обр. № — крупные чешуйки из пещерок корундовой породы Большого Семиз-Бугу сорта «extra».

Анализ выполнен в 1958 г. М. М. Стукаловой (ВСЕГЕИ).

Оптические свойства (в белом свете):

Обр. 174: $-2V=44-47^\circ$; $N_g=1,600-1,603$;

$N_m=1,591-1,594$; $N_p=1,564+0,003$.

Обр. №: $-2V=40-42^\circ$; $N_g=1,600-1,603$;

$N_m=1,591-1,594$.

Данные рентгенометрии: мусковит.

Малые рудные тела известны в наиболее обследованной и разведанной шурфами западной периферии массива в пределах Западного строга на Главном рудном участке к югу от главного рудного тела и далеко к северо-востоку от него в пределах Северо-Западного отрога — на Северном участке. Первые обнаружены на южных склонах отрога под наносами, вторые — в вершинной части с поверхности.

Породами, слагающими малые тела, являются: корундовые, корундо-слюдистые, гематито-корундовые, андалузито-корундовые, андалузитовые, слюдисто-андалузитовые, кварц-андалузитовые и другие более сложные триминеральные промежуточные разновидности. Обнаружено даже чисто гематитовое рудное тело.

Малые рудные тела Главного рудного участка образуют отдельные группы тел. Одна группа залегает среди серицито-андалузитовых вторичных кварцитов в 100—150 м к юг-юго-востоку от главного рудного тела на площади примерно 150×200 м. К этой группе относятся три тела на месте шурфов *a—9—10^s*, *a—10^s* и *a—10—11^s*, одно — на месте шурфа *d—11^s* и группа тел на месте шурфа *e—12^s*. Кроме того, в 150 м к северо-востоку от первой точки (*a—9—10^s*) имеется еще одно небольшое тело, приуроченное к трещине (шурф *g—8^s*).

Три первые тела представляют сближенные крутопадающие линзообразные залежи северо-восточного простирания (по Н. Д. Меркурьеву) следующих размеров: первая, северная, длиной 14—20 м при средней мощности 4 м; вторая, средняя, длиной 20—25 м при максимальной мощности 1,5 м и третья, южная, длиной 7 м при максимальной мощности 1 м. Залежи прослежены до глубины 15 м.

Все эти залежи построены зонально. Хотя граница зон неправильна и сложна, все же достаточно ясно выделяются такие основные зоны: центральная (ядро), состоящая из андалузитовой породы, и оболочка — из андалузито-слюдяной породы. Внешнюю зону залежи слагают серицито-андалузитовые вторичные кварциты, более обогащенные андалузитом, чем удаленные, т. е. серицитовые кварциты. Мощности этих зон уменьшаются с приближением к ядру.

Состав пород по зонам в рудных линзах *a—9—10^s*, *a—10^s* и *a—10—11^s* представляется следующим¹:

Северная линза

Андалузитовое ядро		Оболочка	Вмещающие породы
Андалузит 50—90%		Андалузито-слюдяная порода	Серицито-андалузитовые вторичные кварциты
Свежая слюда Серицит Кварц Гематит	Примеси, образующие иногда скопления	Андалузит Свежая слюда	
Корунд Диаспор Рутил		Незначительные примеси	Серицит Кварц Гематит Корунд Диаспор Рутил „Каолинит“

Химический состав андалузитовых пород ядра (в %)

Среднее из 3 проб¹:

SiO₂ 43,0; Al₂O₃ 44,0; TiO₂ 0,2; Fe₂O₃+F₂O 3,6; щелочи 3,9.

Среднее из 11 проб²:

Al₂O₃ 43,0—63,0; Fe₂O₃ 0,57—4,36; щелочи 1,28—6,92.

¹ Данные работ 1934 г. под руководством К. Н. Озерова.

² Данные работ Н. Д. Меркурьева, 1937 г.

¹ Здесь и далее для малых рудных тел полужирным шрифтом показан главный минерал с содержанием >50%, курсивом — главные минералы с содержанием до 50%, разрядкой — значительные примеси. Незначительные примеси шрифтом не выделены

Средняя линза

Андалузитовое ядро		Оболочка	Вмещающие породы
Андалузитовая порода Андалузит 50—90% Свежая слюда до 40%		Андалузито-слюдяная порода Андалузит < 50% Свежая слюда > 50%	
Серицит Кварц Гематит	} Главные примеси скопления	Серицит Кварц	Серицито-андалузитовые вторичные кварциты
Корунд Диаспор Рутил Циркон		} Примеси	

Химический состав ядра (среднее из 4 проб)¹: Al₂O₃ 33—52%; Fe₂O₃ 1,1—6,77%; щелочи до 5%.

¹ Данные Н. Д. Меркурьева, 1937 г.

Третья, южная, самая меньшая линза построена в основном по тому же типу и характеризуется примерно тем же составом.

Следующее вскрытие шурфом *d—11^s* коренное тело в 70 м к юго-востоку от вышеописанного первого (шурф *a—9—10^s*) представляет узкую, но длинную (до 30 м), изогнутую, линзообразную залежь мощностью 2 м. Простираение ее, в общем, северо-восточное, падение крутое.

Линза *d—11^s*

Андалузитовое ядро		Оболочка	Вмещающие породы
Андалузитовая порода Андалузит 80%		Андалузито-слюдяная порода Андалузит 35% Светлая слюда > 50%	
Свежая слюда Кварц Гематит Корунд Рутил	} Главные примеси	Серицит Кварц Гематит	Серицито-андалузитовые вторичные кварциты, среднее содержание андалузита 25%
		} Примеси	

Химический состав андалузитовых пород ядра (в %)

Среднее из 5 проб: Al₂O₃ 50,0—58,0; Fe₂O₃ 2,2—12,2; щелочи 0,8—2,5.

Среднее из 6 проб: SiO₂ 34,1—47,3; Fe₂O₃ + Fe₂O 1,2—3,3; TiO₂ до 0,3; щелочи 1,2—4,83.

Химический состав андалузито-слюдяных пород оболочки (в %)

Среднее из 3 проб: Al₂O₃ 30,0—42,0; Fe₂O₃ 2,6—3,8; щелочи 4,0—8,0.

В зоне, промежуточной между ядром и оболочкой, среднее содержание андалузита 50—70%, а светлой слюды и серицита около 30—40%.

Коренное тело на месте шурфа *e-12^s*, расположенное в 20 м к юго-востоку от предыдущего, представляет, по Н. Д. Меркурьеву, группу тесно сближенных крутопадающих линз северо-восточного простирания длиной 20 м и общей мощностью 10 м. По И. С. Тригулову, это сложная и неправильная линзообразная залежь северо-западного простирания мощностью до 7 м и длиной 27 м. Прослеженная глубина ее 17 м. Строение и состав отдельных линз примерно те же, что и у предыдущих:

Линза *e-12^s*

Ядро	Оболочка	Вмещающие породы
<p>Андалузитовая порода</p> <p>Андалузит до 90%</p> <p>Свежая слюда</p> <p>Серицит</p> <p>Кварц</p> <p>„Каолинит“</p> <p>Корунд до 10%</p> <p>Диаспор до 5%</p> <p>Гематит</p> <p>Рутил</p>	<p>Андалузито-слюдяная порода</p> <p><i>Андалузит</i> до 50%</p> <p>Свежая слюда</p> <p><i>Серицит</i></p> <p>„Каолинит“</p> <p>Корунд</p> <p>Диаспор</p> <p>Гематит</p> <p>Рутил</p>	<p>Серицито-андалузитовые вторичные кварциты</p>
<p>Главные при- меси — до 20%</p> <p>Скопления диам. до 0,8 м</p>	<p>> 50%</p> <p>Примеси</p>	

Химический состав ядра — андалузитовые породы (в %)

Среднее из 4 проб¹:

SiO₂ 44,0; Al₂O₃ 46,0; TiO₂ 0,12; Fe₂O₃ 3,0; щелочи 1,4.

Среднее из 14 проб²:

Al₂O₃ 34,3—50,1; Fe₂O₃ 1,2—4,6; щелочи 0,6—4,6.

¹ Данные работ под руководством К. Н. Озерова, 1934 г.

² Данные Н. Д. Меркурьева, 1937 г.

Последним рудным телом на Главном рудном участке является вскрытое под наносами шурфом *b-8^s* в 150 м к северо-востоку от *d-10^s*. Оно приурочено к трещине юго-восточного простирания, состоит из кварц-андалузитовых пород с корундом и баритом и окаймлено андалузито-кварцевыми породами.

Вторая группа рудных тел Главного рудного участка расположена в 400 м к югу от главного рудного тела.

Наиболее интересное из них — северное, вскрытое под наносами канавой и шурфом «А», так называемое гематито-корундовое гнездо, представляющее, вероятнее всего, крутопадающую трубчатую залежь. Она имеет размеры в поперечнике около 5 м и прослежена до глубины 10 м¹.

Ядро залежи сложено средне- и даже крупнозернистыми массивными породами, состоящими из макроскопически слабо-зеленоватой светлой слюды, корунда и гематита. Варьирующее содержание этих минералов (от 5 до 60% и выше) определяет большую петрографическую пестроту залежи. Встречаются гематито-корундовые, корундо-гематитовые, «слюдяно»-корундовые, корундо-«слюдяные», корундо-гематито-«слюдяные» породы и даже «слюдяные» желваки с небольшой примесью других минералов. Размеры главных минералов 3—5—7 мм. Примеси: серицит, андалузит, диаспор, кварц и рутил. Светлая «слюда» этого тела химически не изучалась. Макроскопически она аналогична слюде главного андалузито-корундового тела, оказавшейся калиевой слюдой — мусковитом.

¹ Данные И. С. Тригулова, 1940 г.

Ядро окружено оболочкой кварц-андалузито-«слюдяных» пород. Вмещающими породами являются андалузитовые вторичные кварциты. Средний химический состав ядра — корундо-«слюдяно»-гематитовых пород по 3 пробам¹: SiO₂ 30,14%; Al₂O₃ 42,83%; Fe₂O₃ 23,36%.

В 15 м к северо-востоку от гематито-корундового тела в серицито-андалузитовых вторичных кварцитах вскрыто под наносами жилоподобное гнездо в поперечнике до 2 м гематитовой породы с примесью «светлой слюды». Вероятно, оба тела связаны друг с другом.

Последним известным рудным телом на Главном участке является вскрытое под наносами в 15 м к югу от гематито-корундового тела небольшое гнездо андалузито-корундовой породы. Оно окружено оболочкой андалузито-«слюдяной» породы, переходящей в андалузито-«слюдяно»-кварцевую породу и далее в андалузитовые вторичные кварциты. Размер ядра в поперечнике 0,4 м, а оболочки около 2 м.

Состав ядра и вмещающих пород (по данным 4 бороздовых проб)²:

Ядро и частично оболочка	Вмещающие породы
Андалузитовые и андалузито-корундовые породы	Андалузитовые вторичные кварциты
SiO ₂ 46%	—
Al ₂ O ₃ 39%	13,58%
TiO ₂ 0,1%	0,09%
Fe ₂ O ₃ } 3,25%	2,96%
FeO }	—
Щелочи 5,5%	—

С западной стороны гнезда обнаружены маломощные жилоподобные гнезда андалузито-«слюдяно»-кварцевой породы, которые, вероятно, соединяются с основным гнездом. Химический состав этих ответвленных тел вместе с вмещающими породами следующий (по 4 бороздовым пробам)³: SiO₂ 64,0—79,0%; TiO₂ до 0,1%; Al₂O₃ 25,0—12,0%; Fe₂O₃+FeO 1,5—4,3%; щелочи 1,9—3,1%.

Рудные тела Северного участка установлены на Северо-Западном отроге в 1600 м к северо-востоку от главного рудного тела на высоте 200—250 м от зеркала озера. Здесь у гребня, в месте выхода вторичных кварцитов, обогащенных светлой слюдой и вкрапленниками корунда, установлена крутопадающая жилоподобная залежь мощностью 0,6 м андалузито-корундо-«слюдяной» породы такого состава: SiO₂ 50,25%; TiO₂ 0,10%; Al₂O₃ 37,94%; Fe₂O₃+FeO 1,03%; щелочи 4,56%; п. п. п. 4,73%.

В 8 м к югу от залежи обнаружено гнездо корундо-«слюдяной» породы мощностью 1,5 м, состоящей из корунда (20—40%), «светлой слюды» и серицита (50—60%), кварца (3—20%) и примеси андалузита и лазулита. Нахождение последнего в данном месте является пока единственным на Семиз-Бугу. Химический состав породы следующий: SiO₂ 46,4%; TiO₂ 0,68%; Al₂O₃ 41,4%; Fe₂O₃+FeO 2,74%.

Таковы обнаруженные малые рудные тела, количество которых, вероятно, больше, учитывая слабую минералогическую изученность и разведанность массива. Минералы их почти те же, что и во вмещающих кварцитах, отсутствует лишь алунит. Что же касается «светлых слюд», то судя по химическим анализам пород, физическим свойствам

¹ Данные И. С. Тригулова, 1940 г.

² Данные работ под руководством К. Н. Озерова, 1934 г.

³ То же.

«слюды» и 2V, который автор определил в некоторых шлифах, минерал этот является мусковитом. Не исключена возможность нахождения и пиррофиллита. Упомянутый в составе тел «каолинит», вероятнее всего, — диккит.

В заключение описания малых тел надо отметить наличие прожилков и вкрапленности корунда, разбросанных пятнами по гребню массива. К. И. Асташенко (1944) указывает в этих пятнах в 800 и 1000 м к северо-востоку от главного андалузито-корундового тела небольшие корундовые тела. Вероятнее всего, это обогащенные корундом кварциты.

Перейдем к характеристике главного андалузито-корундового тела. Главное тело находится на западном склоне массива Большой Семиз-

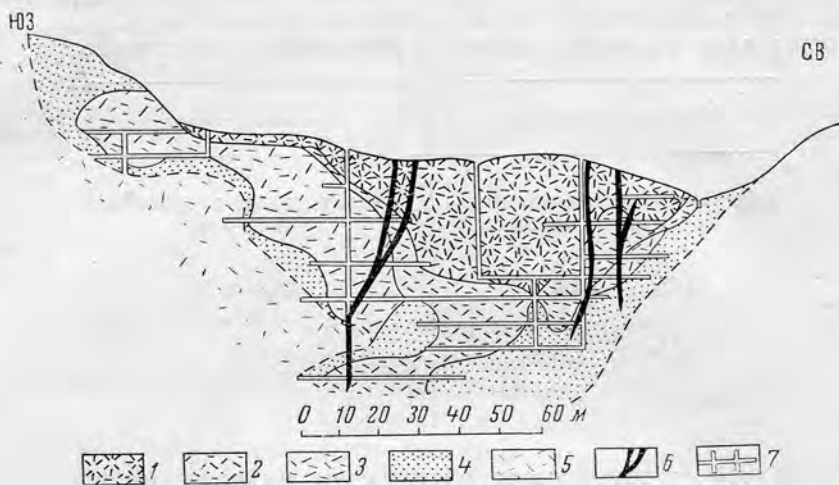


Рис. 18. Продольный геологический разрез главного андалузито-корундового тела месторождения Семиз-Бугу (по К. И. Асташенко, 1945 г.)
 1 — корундовые породы; 2 — пирито-корундовые, слюдяно-корундовые и корундо-андалузитовые породы; 3 — андалузитовые, кварц-андалузитовые и андалузитокварцевые породы; 4 — андалузитовые вторичные кварциты; 5 — серицитовые вторичные кварциты; 6 — дайки диабазов; 7 — горные выработки

Бугу, на высоте 175 м от уровня оз. Чалкар-Куль. Оно расположено в главном полуцирке хребта на северном склоне Западного отрога под его обрывисто-скалистым выступом, сложенным серицитовыми кварцитами с андалузитом.

Тело было скрыто под наносами из суглинков, насыщенных обломками вторичных кварцитов. Оно вскрыто первоначально шурфами $b-1^s$ и $b-2^s$ в своем южном конце на глубине 3—4,5 м осенью 1927 г. после тщательного изучения поверхности и конфигурации корундовой россыпи.

Если рассматривать главное андалузито-корундовое тело без его внешней оболочки из андалузито-«слюдяно»-кварцевых пород, то оно имеет в своем верхнем эрозионном срезе 160 м в длину при максимальной мощности 40 м в южном конце и 20 м в северном с пережимом между ними до 5 м. Длинная ось верхней части тела ориентирована на северо-восток—юго-запад и ее южный конец приподнят над северным на 15 м.

В глубину тело быстро укорачивается (рис. 18), мало изменяясь в мощности: южный конец исчезает уже на глубине 10—15 м от поверхности (считая и наносы). Тело продолжается на глубину в северной части и здесь на верхнем горизонте имеет длину 70 м, а в 50 м от поверхности — всего 5—10 м. На этой глубине тело представлялось

выклинивающимся, и только в 1943—1944 гг. установлено дальнейшее погружение с расширением хвоста, прослеженным до глубины 60 м (Асташенко, 1945).

Главное андалузито-корундовое тело представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении воронкообразную асимметричную залежь, уходящую своим хвостом в глубь массива. По Г. А. Мельникову, вертикальная ось залежи, проходящая вдоль хвоста, слабо наклонена к юго-востоку, но самый хвост, по данным К. И. Асташенко, погружен к юго-западу.

Подобно тому как до 1930—1934 гг. массив Большой Семиз-Бугу считался сложенным однообразными вторичными кварцитами, в которых были неразличимы или трудноразличимы отдельные их типы, так и открытая корундовая залежь представлялась более или менее однообразным телом.

После многолетних разведочных работ главным образом К. Н. Озерова и его учеников, а также К. И. Асташенко видно зональное строение главного тела, аналогичное описанному выше для малых рудных тел. Хотя зональность эта и не является идеально правильной, как рисовал К. Н. Озеров (1933, 1934), все же, несмотря на отклонения, асимметрию и местные выпадения отдельных оболочек, горизонтальная зональность тела достаточно ясна.

Суммируя все высказывания, описания и документы по строению и составу главного рудного тела, можно считать, что оно, будучи почти монолитным, состоит из мощного корундового ядра, не считая двух изолированных малых гнезд в концах тела. Ядро сложено высококачественной корундовой породой, к настоящему времени уже почти выработанной и сохранившейся только в хвосте и глыбах россыпи. Ядро окружено маломощной в северной части и мощной в южной части андалузитовой оболочкой, состоящей из андалузитовых пород. Андалузитовая оболочка окаймлена внешней андалузито-кварц-слюдистой оболочкой, состоящей из андалузито-слюдистых и андалузито-кварцевых пород, сменяющихся к периферии андалузитовыми и серицитовыми вторичными кварцитами, вмещающими главное тело. Между ядром и андалузитовой оболочкой выделяется еще промежуточная переходная зона из андалузито-корундовых и корундо-андалузитовых пород.

В общем, следуя от ядра главного тела к периферии, отмечают относительно постепенное обеднение его корундом и обогащение вблизи ядра андалузитом, далее от него — обогащение светлыми слюдами и еще далее — кварцем (табл. 9). Химический состав ядра приведен в специальной табл. 10, в которой сведены данные 1926—1928 гг., многочисленные анализы штучных и валовых повагонных проб корундовых пород, слагающих верху тела¹. Данные таблиц 9 и 10 характеризуют главным образом верхнюю часть тела.

Из таблиц видно, что главное андалузито-корундовое тело состоит из тех же минералов, что и описанные тела, отличаясь от них крупными размерами, иной ролью корунда и кварца, мощным корундовым ядром и другими признаками. Особым отличием главного тела, как и малых рудных тел, от вмещающих кварцитов является полное отсутствие алунита², широко минерализующего вторичные кварциты внешней зоны — к востоку от главного полуцирка.

Строение, петрография и минералогия низов тела несколько отличны от верхов. По К. И. Асташенко, специально изучавшего в 1942—1944 гг. низы тела, отличие заключается в следующем:

¹ В таблице приведены для сравнения анализы корундовых пород из низов тела.

² Старые указания на наличие алунита, а также гидраргиллита и флюорита в корундовых породах неверны. Последующее изучение не подтвердило наличия этих минералов.

Химико-минеральный состав верхов главного андалузито-корундового тела Семиз-Бугу по зонам-оболочкам (точками указаны примеси)

	Ядро	Зона переходная	Андалузитовая оболочка	Внешняя оболочка	
				анд.-кварц-сланцевые породы	
	Корундовые породы	Андалузито-корундовые породы	Андалузитовые породы	Андалузито-сланцевые породы	Андалузито-кварцевые породы

Минеральный состав
(в объемных процентах)

	87 (от 72 до 95)	45	6	10	5
Корунд	2,5	38	80	30	35
Андалузит	7	12	10	52	16
Светлые калиевые слюды	2	6	42
Кварц
Гематит
Рутил
Пирит
Диаспор	1
Топаз
Каолинит*	до 25	2
Циркон
Барит

Химический состав
(в весовых процентах)

	I	II	III	IV
SiO ₂	1,7—6,5	7—15	35—42	
TiO ₂	0,4	0,4	0,6—0,4	
Al ₂ O ₃	83—95	60—85	58—50	46
Fe ₂ O ₃	1,3—3,0	0,5—3,0	1,9—1,7	1,9
FeO	0,3		0,3—0,3	0,24
Щелочи	0,3—0,8		1,6—1,5	1,14
H ₂ O — П.п.п.	1,5—3,3		3,0	
SO ₃	0,1—1,5		0,27	
Уд. вес	3,7—3,8			
Объемн. вес	3,3		2,72—2,80	2,65

I — средние цифры из многочисленных анализов (см. табл. 10), по данным Русакова и Наковника 1926—1928 гг. (1932).

II — данные Тригулова, 1942 г.

III — средние из 31 пробы работ 1934 г. под руководством Озерова (левый ряд) и средние из проб по работам 1941 г. Тригулова (правый ряд).

IV — данные работ 1934 г. под руководством Озерова.

1. Верх тела более богаты гематитом, рутилом и баритом, а низы — пиритом и диаспором.

2. Характерные для ядра верхних горизонтов зернистые синие богатые корундовые породы сменяются на глубине около 30 м (примерно на горизонте 700 м) светло-голубыми пиритосодержащими слюдяно-корундовыми породами, которые глубже переходят в светлые микрозернистые сливные пирито-корундовые породы.

3. В хвосте тела, т. е. в самых низких его горизонтах, встречаются включения обломков андалузитовых вторичных кварцитов, сцементированных корундом и андалузитом.

Химический состав корундовых пород главного рудного тела месторождения Семиз-Бугу
(в процентах)

	Делювий из верхов залежи						Низы залежи			
	Слинные зернистые первосортные корундовые породы «экстра» и «прима»			1928 г. ³			Первосортная корундовая порода, 1927 г. ⁴	Второсортная корундовая порода, 1927 г. ⁵	Светлая корундовая порода, 1927 г. ⁶	Среднее
	1926 г. ¹		Среднее	1927 г. ²		Среднее				
	От — До	Среднее		От — До	Среднее		Среднее			
SiO ₂	0 — 5,0	1,84	0,96 — 2,18	1,7	3,2	5,28	6,50	4,4	9	
TiO ₂	Сл. — 4,4	0,41	—	—	—	—	—	0,07	0,35	
Al ₂ O ₃	85,4 — 97,4	91,58	93,0 — 95,0	93,7	93,4	88,17	83,56	90,35	82,0	
Fe ₂ O ₃	0,04 — 2,48	1,32	1,82 — 2,4	2,0	2,3	3,20	3,12	1,23	2,3	
FeO	0,18 — 0,45	0,31	—	—	—	—	—	—	0,3	
MgO	0,05 — 0,10	0,07	0,01	0,01	0,01	0,12	0,25	0,10	—	
CaO	0,08 — 0,21	0,19	0,05 — 0,29	0,13	0,16	0,08	0,11	0,14	—	
Na ₂ O	0,16 — 0,54	0,42	0,18 — 0,53	0,3	0,80	—	—	1,0	—	
K ₂ O	1,65 — 4,06	3,35	1,42 — 1,68	1,5	1,6	2,44	2,44	2,6	3,0	
П.п.л.	0,60 — 3,24	1,48	0,10 — 0,13	0,11	0,3	—	—	0,45	—	
SO ₃	81,9 — 94,9	88,7	87,9 — 92,8	88,9	87,2	85,36	72,3	83,5	—	
Чистого корунда	3,7 — 3,83	3,74	—	3,7	—	3,77	3,58	—	—	
Уд. вес										

¹ 12 штупфных проб, 1926 г.² 6 проб из товарных штабелей, 1927 г.³ 5 штупфных проб, 1928 г.⁴ Из 2 вагонов, 1927 г.⁵ Отобранная из 30 вагонов как второсортная, 1927 г.⁶ Штупфы светлой сливной породы из южного конца тела выше горизонта 706 м.⁷ 20 проб светлой сливной породы ниже горизонта 706 м (работы И. С. Тригулова в 1940 г.)

Из работы М. П. Русакова и Н. И. Наковника, 1932 г.

Надо полагать, что периферия корундового ядра в его верхних горизонтах была сложена такими же светлыми микрозернистыми пирито-корундовыми породами, какими и в хвосте, так как они нередко попадались в 1927—1928 гг. при добыче в делювиальной россыпи, казались «подозрительными» и шли во 2-й сорт или совсем отбрасывались. Тогда же были обнаружены в россыпи и редкие глыбы светлой пещеристой корундо-диаспоровой породы, состоящей из крупных кристаллов (до 2—3—5 см) диаспора. Уникальные образцы этой породы остались неизученными.

В хвосте тела наблюдается та же горизонтальная зональность, что и в верхах залежи: светлые корундовые пиритоносные породы переходят к периферии в пиритоносные корундо-андалузитовые, пирито-андалузитовые и пиритоносные слюдяно-андалузитовые, андалузито-слюдяные и кварц-андалузитовые породы.

Центральная зона залежи — корундовое ядро, хотя и изменяется вглубь по составу и структуре, все же продолжается в хвостовую часть, превращаясь в стержень — сердцевину, около которой развиваются андалузитовые и другие указанные выше породы. Состав их иллюстрируется специальной табл. 11, составленной Асташенко (1944) на основе микроскопического анализа многочисленных шлифов.

Таблица 11

Минеральный состав низов главного андалузито-корундового тела Семиз-Бугу
(по К. И. Асташенко, 1944 г.)

(Содержание минералов дано в объемных процентах. Точками указаны примеси)

Минералы	Породы						
	Пирито-корундовые	Слюдяно-корундовые	Корундо-андалузитовые	Пирито-андалузитовые	Слюдяно-андалузитовые	Андалузито-слюдяные	Кварц-андалузитовые
Корунд	74	70	20	5	5	2	1
Андалузит	3	5	66	81	60	25	60
Светлые слюды	6	23	5	3	25	64	6
Кварц	—	—	1	1	5	3	25
Диаспор	—
„Каолинит“	—	—	1	...
Циркон	—	—	—
Рутил
Пирит	16	5	8	10	5	4	5

К числу внешних характерных черт главного тела надо отнести, помимо зональности, еще трещины отдельности, секущие дайки диабазов, прожилки высокоглиноземных минералов, брекчиевую текстуру, жеоды и пустоты и, наконец, брекчии трения и зеркала скольжения, относящиеся к послерудным явлениям.

Трещины отдельности интенсивны по периферии залежи и в северном конце; в корундовом же ядре южного конца, особенно в верхних горизонтах, они редки, и здесь образовалась система крупных монолитов — параллелепипедов объемом 0,5—2 м³ и даже до 2 м в длину и 1,5 м в поперечнике. Трещины отдельности, по наблюдениям Асташенко, не совпадали с таковыми во вмещающих тело кварцитах¹.

Породы главного тела в основном массивные, микро-, тонко- и мелкозернистые. Обычные размеры зерен: 0,2—2 мм. Ядро слагают корундовые породы с заметной такситовой, иногда полосчато-сланцева-

¹ К сожалению, никто из изучавших месторождение Большой Семиз-Бугу не проводил систематических наблюдений над трещиноватостью рудного тела сравнительно с вмещающими породами.

той и брекчиевидной текстурой и значительной пористостью и пещеристостью. Пещерки часто выполнены мелкой серебристой слюдой, иногда крупными (до 2 см) пластинками мусковита или диаспора и даже крупным (до 3 см) октаэдрическим пиритом. Встречаются крупные (размером до 10—20 см) пустоты, выполненные большими пластинками гематита.

Такситовость породы заключается не только в наличии крупных мономинеральных обособлений в пустотах и пещерках, но и в некоторой шливоватости: среди нормальной более или менее равномернозернистой корундовой породы обособляются полосчатые агрегаты угловатой формы, что производит впечатление метасоматически преобразованных обломков флюидално-полосчатых пород. Встречаются сложноветвистые жилки, состоящие из крупных кристаллов (до 1—2 см) корунда, рутила и барита. Пересекаясь и смыкаясь, они создают рисунок угловатых обломков, состоящих в основном из обычной серовато-синей корундовой породы, окаймленной непрерывной оболочкой крупнопластинчатого синего корунда. В местах смыкания каемок часто располагаются короткие столбики буровато-красного рутила, сцементированные белым мелкозернистым баритом.

К. И. Асташенко (1944) указывает еще на мелкие прожилки диаспоро-пирофиллитовые и пирофиллито-каолиновые, которые секут не только главное рудное тело, но и вторичные кварциты и измененные диабазы, пересекающие главное тело.

Породы корундового ядра представлены следующими структурными и цветными разностями: 1) так называемыми «сапфиритами» — мелкозернистыми и, вероятно, наиболее пористыми из всех разностей корундовыми породами; 2) тонкозернистыми голубовато-серыми сланцеватыми корундовыми породами; 3) светлыми микрозернистыми, сливными корундовыми породами.

«Сапфириты», очевидно, слагали верха и сердцевину ядра главным образом в южном конце залежи. Эти самые высококачественные, наиболее богатые корундом пористо-пещеристые породы составляли вместе со второй разностью главную массу обломков делювиальной россыпи. Судя по косвенным данным (определению объемного веса одного кубического метра корундовой породы), пористость «сапфиритов» 10—12%¹.

Корундовые породы второй разности, вероятно, менее пористы и состоят из тонкопластинчатого корунда. Ориентировка его в породе неясна, но внешне она производит впечатление сланцеватости, разноориентированной в различных частях монолита.

Третья разности — сливные корундовые породы — это микрозернистые и, вероятно, наименее пористые породы. Названы так потому, что отдельные зерна корунда слились вместе в плотную массу.

Заканчивая описание главного рудного тела, надо коснуться даек диабазов, установленных на западном склоне Большого Семиз-Бугу и притом на Главном рудном участке. По другим определениям это диабазовые порфириты, габбро-порфириты, порфириты.

Дайки диабазов относятся к последнему этапу магматической деятельности на Семиз-Бугу, они секут поперек в трех местах главное тело, выходят за его пределы и затухают во вмещающих вторичных кварцитах. В промежутке между главным телом и описанными выше малыми андалузитовыми телами прослежена во вторичных кварцитах еще одна мощная (до 4 м) дайка диабазов длиной около 200 м, вытянутая, подобно дайкам главного тела, в направлении запад—северо-запад—восток—юго-восток.

¹ Объемный вес монолитов (3,3 т) определен в 1929—1930 гг. Беловым, проводившим добычу и разведку. Удельный же вес, полученный из многочисленных определений, составляет 3,74.

Три дайки, секущие почти вертикально в том же направлении главное тело (максимальная их мощность 1—1,5 м), сильно изменены—«каолинизированы». Вероятно, это супергенное изменение. К. И. Астащенко (1945) отмечает, что на контакте даек с корундо-андалузитовыми породами наблюдается еще и гидротермальное изменение: в узкой зоне экзоконтакта корунд замещен корундофиллитом, а андалузит — биотитом. Диабазы же у контакта перешли в пирито-серицитовую породу, а во внешней зоне, т. е. в глубь дайки, проявлены следующие изменения в таком порядке: хлорито-серицитовое, серицито-хлоритовое, хлоритовое, биотито-хлоритовое и, наконец, «плаггиоклазо-актинолитовое», вернее, альбито-актинолитовое изменение, в совокупности составляющие характерный комплекс пропилитового изменения.

Эродированная верхушка главного тела послужила источником богатейшей корундовой россыпи, открытой в 1926 г. на северном склоне Западного отрога и к настоящему времени почти выработанной. За 30 лет эксплуатации она выдала половину всей добытой на Семиз-Бугу массы корундовых пород и притом наиболее чистых от примесей.

Сказанное относится к главной россыпи, так как к северо-востоку от нее существовала еще небольшая очень бедная северо-восточная россыпь, открытая в 1927 г. Детальная расщурфовка ее вершины не обнаружила коренного тела.

Главная россыпь занимала большую площадь, протянувшись веером от главного коренного тела вниз по склону крутизной 22°. Длина ее 600 м, ширина вверху 100 м и внизу у рудничного поселка около 500 м. Далее вниз, по склону, россыпь становилась разреженной и узкой, но все же продолжалась еще на 400 м. Таким образом, общая длина главной россыпи около 1 км. Мощность россыпи определялась в общем мощностью наносов и составляла 2 м. По краям и внизу наносы мощнее, что установлено детальной расщурфовкой, доведенной до почвы — до вторичных кварцитов.

Главная россыпь начиналась на дневной поверхности в 60—80 м от коренного тела. Ее вершина, скрытая под наносами, состояла из двух русел, начинавшихся непосредственно у северного и южного концов коренного тела. Главное, богатое, южное русло представляло узкую (около 30 м) гряду тесно скученных корундовых глыб размером 0,5—1—2 м³, которая в 60—80 м от коренного тела показывалась на поверхности, затем шла, сужаясь вниз по склону, еще на 60—80 м, а далее расширялась, сливаясь со вторым руслом россыпи.

Площадь главной россыпи увеличивалась от почвы к поверхности. Так, на глубине 3 м она равнялась 60 тыс. м², на глубине 2 м — до 90 тыс. м², а на глубине 1 м — 173 тыс. м². Общая площадь россыпи на дневной поверхности была около 190 тыс. м². Одновременно с увеличением площади увеличивалось содержание корундовых обломков в 1 м³ наносов: 0,09—0,10—0,16 т. Таким образом, в верхнем горизонте заключалось 65%, в среднем — 23% и в нижнем — 12% всех корундовых запасов россыпи. Добытого из наносов корундового делювия оказалось больше, чем было установлено главной разведкой 1927—1928 гг.

Редкие обломки — высыпки корундовой породы с содержанием корунда до 80% — обнаружены также на юго-восточном склоне массива. Они сходны с корундоносными кварцитами вершины хребта. Шурфы, пройденные на этом участке, обнаружили в двух местах вкрапленность корунда в кварцитах.

Взаимоотношение минералов высокоглиноземных рудных тел

Взаимоотношения минералов изучались очень слабо. Микроскопические наблюдения, проведенные автором на трех десятках прозрачных шлифов, определяют взаимоотношение минералов типа замещения,

а

Ба	Дк	„Ср”	Дс	Ко	Ан	Мс	Пи	Гм	Рт	
										Рутил (Рт)
										Гематит (Гм)
										Пирит (Пи)
										Мусковит (Мс)
										Андалузит (Ан)
										Корунд (Ко)
										Диаспор (Дс)
										Диккит (Дк)
										„Серицит” („Ср”)
										Барит (Ба)

..... 1 - - - 2 - - - 3 - - - 4

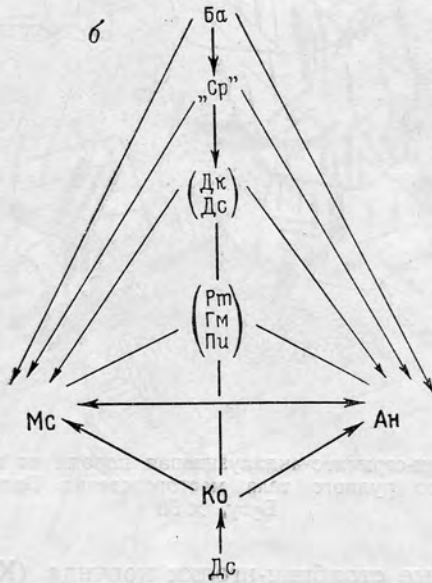


Рис. 19. Взаимоотношение минералов зональных рудных тел месторождения Большой Семиз-Бугу (мусковито-андалузито-корундовых и корундо-мусковито-андалузитовых)

а — Взаимоотношения: 1 — замещение, 2 — цементация, 3 — расщепление, 4 — равновесные минералы

б — Общая последовательность образования минералов по данным макро- и микроскопических наблюдений. Линиями без стрелок соединены члены парагенезиса (почти равновесные минералы); основная группа — рутил + гематит + пирит (Рт + Гм + Пи), к которым попеременно присоединяется один из минералов, указанных на схеме. Стрелки обращены в сторону ранних минералов

цементации и рассекания жилками (рис. 19). Общая же последовательность образования минералов изображена графически на схеме (б).

Для конкретизации приведем описание четырех шлифов, представляющих ясные взаимоотношения.

1. Кварц-серицито-андалузитовая порода из внешней андалузитово-кварцево-сланцевой оболочки главного тела (рис. 20). В агрегате тонкодисперсного вторичного кварца (Q) и серицита (Ср) разбросаны крупные «изъеденные» пластинки андалузита (Ан), на фоне которых

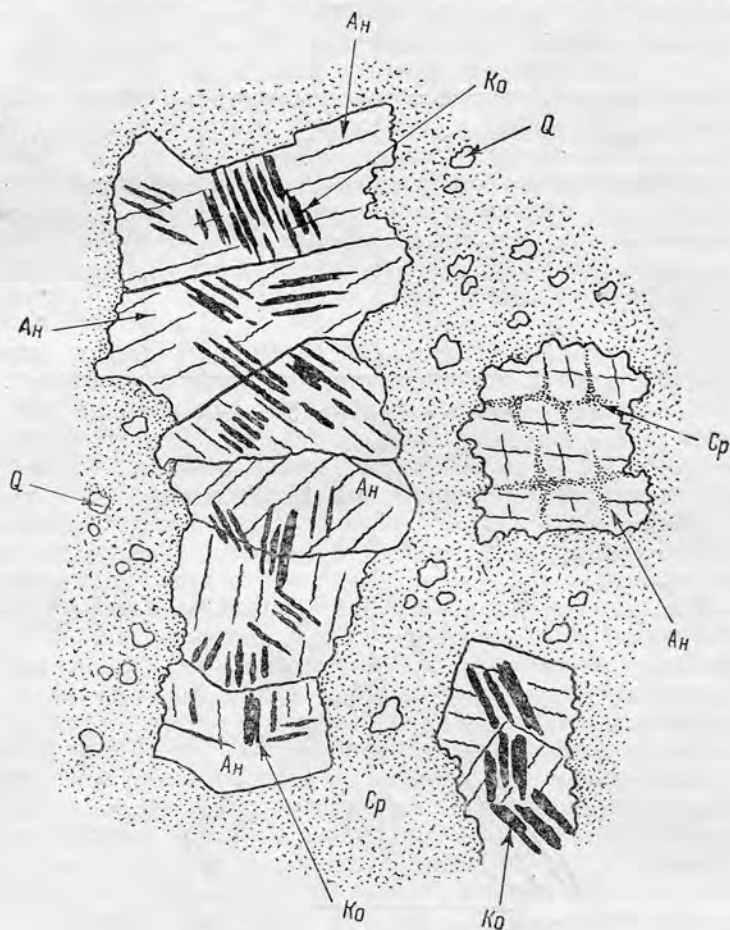


Рис. 20. Кварц-серицито-андалузитовая порода из внешней оболочки главного рудного тела месторождения Большой Семиз-Бугу, $\times 50$

развиты идиоморфные столбики-иголки корунда (Ko), обычно собранные в пакеты-пачки. Справа «изъеденный» андалузит, замещенный по трещинам призматической спайности серицитом. Корунд развит только в пределах пластинок андалузита, местами пересекает их границы, что и создает впечатление более позднего его образования и притом за счет глинозема андалузита.

2. Андалузитовая порода из андалузитовой оболочки главного рудного тела (рис. 21). Крупные зерна андалузита кажутся сцементированными пластинками мусковита (Ms). Андалузит сечется одинаково ориентированными палочками корунда, гаснущими одновременно. Он сечется также и диаспором, который замещается тонкодисперсным серицитом. Возможно, что это пирофиллит.

3. Корундо-мусковито-андалузитовая порода из андалузитовой оболочки главного рудного тела (рис. 22). Крупные зерна андалузита секутся столбиками корунда, секущими также и мусковит, который,

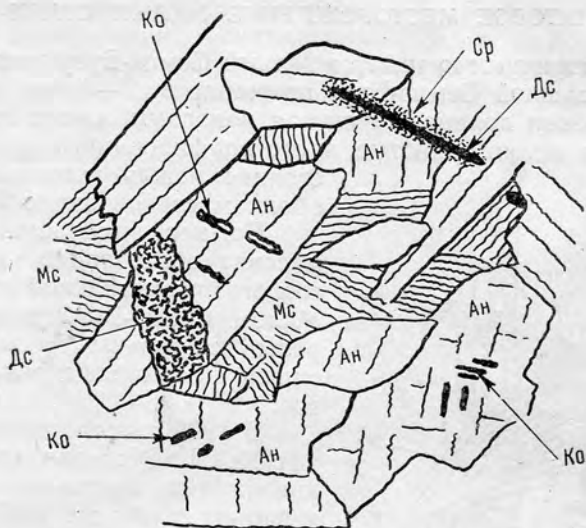


Рис. 21. Андалузитовая порода из андалузитовой оболочки главного рудного тела месторождения Большой Семиз-Бугу. $\times 24$

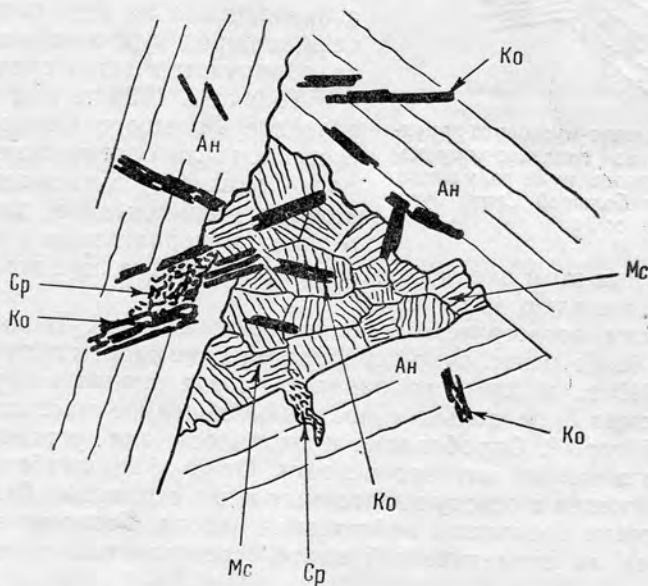


Рис. 22. Корундо-мусковито-андалузитовая порода из андалузитовой оболочки главного рудного тела месторождения Большой Семиз-Бугу, $\times 50$

видимо, цементирует андалузит. Местами корунд замещается тонкодисперсным серицитом, возможно, пирофиллитом.

4. Гематито-мусковито-корундовая порода из гематито-корундового тела Главного рудного участка (рис. 23). Корунд развит снопиками иголок-палочек — это расходящиеся веером снопы базальных пла-

стинок. Местами они замещаются тонкодисперсным диаспором. Корунд, видимо, сечет мусковит. Гематит развит между пластинками и снопами корунда и кажется цементирующим все другие минералы.

АЛУНИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАЛЫЙ СЕМИЗ-БУГУ

Массив вторичных кварцитов Малый Семиз-Бугу расположен к югу от массива Большой Семиз-Бугу примерно в 2—3 км. Их разделяет широкая глубокая долина, затянута наносами, из-под которых выступают средне- и мелкозернистые, часто порфириовидные гранитоиды. Расстояние между главными вершинами обоих массивов около 5 км.

По неофициальным данным, оба массива обследовались в 1917—1918 гг. геологами английской концессии, а на Малом Семиз-Бугу ими были пробурены скважины на медь в контуре сильно лимонитизированных кварцитов.

В 1926 г. геологоразведочная партия М. П. Русакова проводила бурение на медь к юго-западу от главной вершины в том же месте, где по указанию крестьян Мартыновского хутора бурили и англичане. Пройденные с большим трудом в трещиноватых кварцитах неглубокие скважины (по 50 м) дали отрицательные результаты, а проведенная на всей площади измененных пород купрометрическая съемка обнаружила лишь следы меди¹.

Только в 1934 г. при изучении и разведке Большого Семиз-Бугу была составлена литологическая карта Малого Семиз-Бугу в масштабе 1 : 10 000, давшая приближенное представление о типах минерализации и величине их

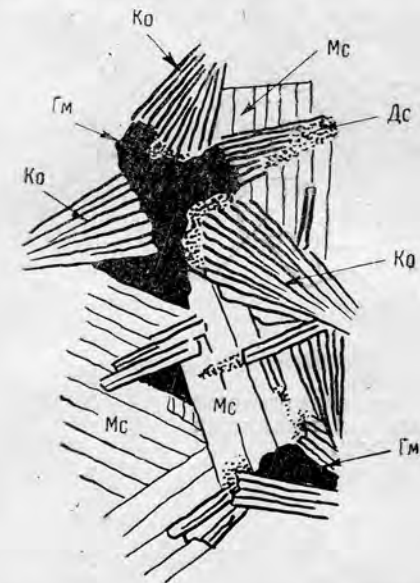


Рис. 23. Гематито-мусковито-корундовая порода из гематито-корундового тела Главного рудного участка месторождения Большой Семиз-Бугу, $\times 24$

площадей²; при этом оконтурены были два участка алунитовых кварцитов общей площадью 400 тыс. м².

Последним геологическим обследованием месторождения Малый Семиз-Бугу были разведочно-опробовательские работы партии И. С. Тригулова в 1940 г., которые проводились после окончания разведки на Большом Семиз-Бугу, только в восточной половине массива — в пределах главной горы³. Опробование проводилось для установления промышленного значения алунитоносности. Отчет об этих работах И. С. Тригулова⁴ и положен в основу излагаемых ниже сведений о Малом Семиз-Бугу, к которым добавлены наблюдения автора. Геология месторождения показана на схематической карте, составленной в основном по

¹ Купрометрическая съемка — опробование образцами, проводилась по сетке 50×100 м с параллельным «пламенным» чувствительным анализом на Си. Большой каменный материал этой, а также геологической съемки массива остался микроскопически не изученным, а геологическая карта — несоставленной.

² Работы геологов П. С. Сверчкова, Н. А. Быховера и В. Ф. Дыбкова. Каменный материал этих работ детально не изучен.

³ На Малом Семиз-Бугу пройдено было 20 шурфов со средней глубиной 3 м, несколько коротких канав глубиной до 2 м и одна штольня. Взято при этом 400 проб и просмотрено 250 шлифов.

⁴ Из отчета И. С. Тригулова 1941 г. нельзя было использовать некоторые непроверенные данные о минералах.

работам 1934 г. (по Н. А. Быховеру, В. Ф. Дыбкову и П. С. Сверчкову), с некоторыми поправками и сокращением северо-западной и юго-западной окраин массива (рис. 24).

Массив Малый Семиз-Бугу в противоположность массиву Большой Семиз-Бугу сильно расчленен. Это более или менее изолированная группа сопок, занимающая площадь около 25 км² с резко поднимающейся на восточной окраине меридионально вытянутой на 2—3 км горой Малый Семиз-Бугу с характерным острым гребнем. Абсолютная

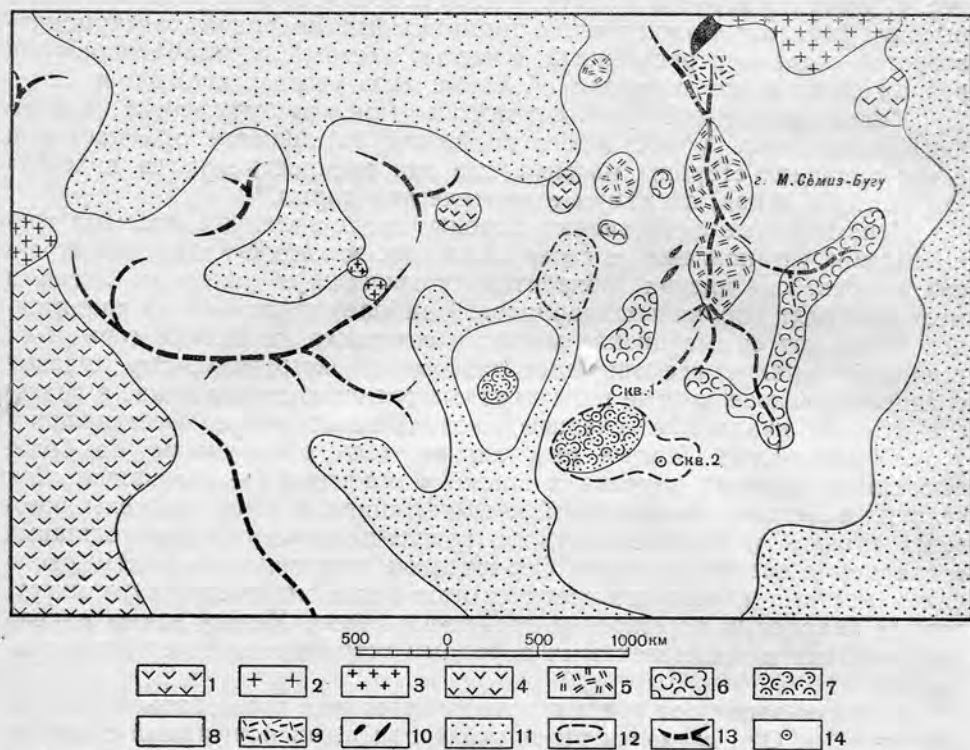


Рис. 24. Схематическая геологическая карта алунитового месторождения Малый Семиз-Бугу (по Н. А. Быховеру, В. Ф. Дыбкову и А. С. Сверчкову, 1934 г.)

1 — эффузивные кварцевые порфиры и дацитовые порфиры, их брекчии и туфы (D); 2 — средне- и мелкозернистые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты; 3 — средне- и мелкозернистые гранит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; 4 — интрузивные кварцевые порфиры. Вторичные кварциты: 5 — алунитовые; 6 — диккитовые; 7 — диккитовые и алунитовые; 8 — перасчлененные, в том числе и монокварциты; 9 — «пиррофиллитовые» с андалузитом; 10 — диалазовые порфириты; 11 — наносы; 12 — поля интенсивной лимонитизации; 13 — осевые линии хребтов и гряд сопок; 14 — буровые скважины

отметка ее вершины 984 м, превышение над долиной к северу около 290 м.

Массив сложен в основном вторичными кварцитами, образовавшимися из экструзивных пород — кислых лав и туфобрекчии и отчасти из гранитоидов малых интрузивных тел. Площадь оконтуренных съемкой измененных пород (без прикрытых глубокими наносами) составляет около 20 км².

Скульптура массива определяется в основном хребтами: 1) меридиональным, на котором расположена гора Малый Семиз-Бугу, разветвленным в южном конце, 2) большим резко изогнутым, дугообразным хребтом почти «цирком» и 3) отходящим от него юго-западным хребтом. Они определяют и направление основных логов массива. К сожалению, нет данных, чтобы судить, отвечают ли осевые линии хребтов

зонам нарушения и сильного окварцевания или же простиранию лавовых покровов.

В главном внутреннем логу, врезающемся в массив с юга, а также в логах северной и северо-западной окраин массива имеются, в общем, малодобитные колодцы и источники. Из внешних черт массива надо отметить два больших лимонитовых поля, всегда привлекавших внимание геологов своим ярким буровато-красным фоном: первое расположено глубоко в наносах (глинах) вершины внутреннего лога к западу от главной горы и второе — во вторичных кварцитах к юго-западу от нее. «Лимонит» первого поля перенесен поверхностными водами с более высоких горизонтов окисленных пиритоносных кварцитов, а «лимонит» второго — частью перенесенный, а частью местный, образовавшийся при разложении пирита, которым обогащен этот участок кварцитов.

Неизменные экстрезивные породы (кислые лавы, туфы и брекчии) сохранились у восточного подножия на границе с наносами и с юго-западной стороны массива, где они распространяются далее на юго-запад и запад, за рамки схематической карты.

Неизменные интрузивные породы, представленные кислыми гранитоидами, установлены на северной, северо-западной и западной окраинах массива, на низких горизонтах, у границы с наносами логов и местами среди вторичных кварцитов. Наиболее крупные тела гранитоидов занимают самые низкие места: у северного подножия горы и на западной окраине, где они, вероятно, секут экстрезивы. Это красные средне- и мелкозернистые пегматоидные граниты, переходящие в граносиениты и кварцевые сиениты, почти аналогичные выступающим у оз. Чалкар-Куль. Малые интрузивные тела обнаружены на более высоких горизонтах массива и ближе к его центру — к «цирку». Два тела их залегают с внутренней стороны «цирка». Они сложены розовыми средне- и мелкозернистыми гранит-порфирами, переходящими в кварцевые сиенит-порфиры. Серицитовые вторичные кварциты около них и местами дальше по хребту имеют реликтовую структуру интрузивных кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Между этими нацело измененными и неизменными породами встречаются переходные разновидности.

К северо-западу от предыдущих имеются еще два небольших интрузивных тела. Они сложены розовыми кварцевыми порфирами с микрогранитовой структурой основной массы. Здесь очень хорошо наблюдается их постепенное осветление — переход в серицитовые вторичные кварциты. Под микроскопом видно, что последние имеют реликтовую структуру первых: большие вкрапленники кварца, контуры вкрапленников полевого шпата, выполненные серицитом и вторичным кварцем, и микрогранитовый узор основной массы.

Кроме указанных интрузивных тел, среди вторичных кварцитов обнаружены интрузивы еще в двух местах: у северного подножия главной горы и на средних ее горизонтах западного крутого склона. Сложены они неизменными диабазовыми порфиритами, протягивающимися узкой полосой. Вероятно, это секущие диабазы — дайки, аналогичные дайкам, установленным на месторождении Большой Семиз-Бугу.

Реликтовая структура кварцевых порфиров наблюдается на большой площади около и в пределах цирка, а также на средних и нижних склонах северо-восточной части главной горы. Надо полагать, что кварцевые порфиры относятся к вулканическим интрузивным телам: жилам, дайкам и штокам жерловой фации.

Главный меридиональный хребет и остальное поле между ним и «цирком», а также поле к юго-западу сложены в основном вторичными кварцитами с реликтовой полосчатой структурой фельзитовых лав и туфобрекчии. Вероятно, это околожерловая фация, состоящая из покровов лав и туфов. В вершинной части главной горы на ее меридиональ-

ном гребне хорошо заметны простирание и падение вулканических пород: 10-метровая толща алунитовых кварцитов, составляющая гребень, падает круто к западу под углом 50—70°. Реликтовая полосчатость ее ориентирована вдоль покрова меридионально.

Минеральный состав вторичных кварцитов массива Малый Семиз-Бугу отличен от минерального состава вторичных кварцитов Большого Семиз-Бугу: почти отсутствуют корунд и топаз, очень слабо развит андалузит, но довольно часто встречается зунит, а каолинит и алунит являются весьма распространенными важнейшими минералами. По неполному обследованию площади Малый Семиз-Бугу и поверхностному изучению шлифов, минеральный состав вторичных кварцитов представляется следующим:

Вторичные гипогенные минералы: постоянные — кварц (>50%), рутил, пирит, гематит; очень часто встречающиеся диксит, алунит, серицит, «пирофиллит» (от 20 до 40%); часто наблюдаются диаспор, зунит (до 20%) и редко — андалузит.

Реликтовые минералы: кварц и циркон.

Супергенные минералы: лимонит, ярозит и карбонат.

Пирофиллит точно не установлен и потому взят в кавычки. «Каолинит», судя по неполному описанию, является скорее всего дикситом.

По И. С. Тригулову, выделяются следующие минеральные типы вторичных кварцитов: «каолинитовые», дикситовые, алунитовые, серицитовые и «пирофиллитовые». Кроме того, выделяются еще «собственно кварциты», или монокварциты, состоящие на 90% и более из кварца.

Широко распространенными, как полагает И. С. Тригулов, являются «каолинитовые» (дикситовые) вторичные кварциты и наименее — «пирофиллитовые» с андалузитом. Величина площадей отдельных типов кварцитов восточной, более обследованной половины массива отвечает, вероятно, такой последовательности: «каолинитовые», алунитовые, серицитовые, монокварциты и «пирофиллитовые», вкрапленные андалузитом. Преобладающий тип минерализации и распространение других типов в западной и юго-западной частях массива не выявлены.

«Каолинитовые» вторичные кварциты, как и алунитовые, развиты, по-видимому, главным образом в области меридионального хребта главной горы Малый Семиз-Бугу и ее западных и восточных склонов. Диксит и алунит ассоциируют друг с другом, и взаимная встречаемость их в обеих разновидностях кварцитов — очень частое, если не обычное явление. На схематической геологической карте показаны только четыре поля «каолинитовых» кварцитов и два поля, на которых среди «каолинитовых» имеются отдельные пятна алунитовых кварцитов. В действительности «каолинитовые» кварциты развиты значительно шире. Они составляют внешнюю зону, окружают алунитовые, а самой внешней зоной измененных пород массива являются, вероятно, серицитовые вторичные кварциты.

«Пирофиллитовые» кварциты установлены на северном склоне главного массива вблизи гранитов.

«Каолинитовые» (дикситовые) вторичные кварциты нередко обнаруживают реликтовую порфиоровую полосчатую или туфобрекчиевую структуру. Состоят они из кварца, на 40—50% из диксита и очень частой примеси алунита, зунита¹, диаспора и обычной примеси пирита (лимонита) и тонкодисперсного рутила. Среди дикситовых кварцитов выделяются агальматолитоподобные породы с содержанием диксита выше 60% и чистые агальматолиты — мономинеральные агрегаты диксита в форме жилок, линзочек и мелких гнезд. Состав такого агальма-

¹ И. С. Тригулов сообщает, что даже обнаружена жилка зунита, в которой его содержание составляет 40%.

толита: SiO_2 44,90%; TiO_2 0,13%; Al_2O_3 36,90%; CaO 0,50%; MgO 0,18%; щелочи 1,90%; п. п. п. 13,40%; SO_3 1,02%.

Диккит в «каолинитовых» кварцитах развит в форме псевдоморфоз по полевым шпатам, скоплений-пятен и реже в виде жилков.

Алунитовые вторичные кварциты слагают в основном гребень главной горы и ее верхние горизонты. На восточной стороне они протягиваются шире — до средних горизонтов, а далее вниз контур их неясен из-за делювия. Это самый большой главный контур, который, по Тригулову, состоит из двух отдельных участков, разделенных «каолинитовыми» кварцитами. Разведанная площадь обоих участков, по данным Тригулова, около 40 тыс. м², причем среднее содержание алунита в Северном участке меньше, чем в Южном.

Кроме главного контура, установлены еще два меньших на нижних склонах западной стороны главного массива и два там, где алунитовые кварциты перемежаются с «каолинитовыми».

Алунитовые кварциты состоят из кварца, алунита с содержанием его в шлифах от 5 до 60%, а в среднем 25—35%, очень частой примеси диккита и обычной примеси рутила, пирита (лимонита) и гематита. В породе часто наблюдается реликтовая полосчато-флюидальная порфировая структура, а иногда и неизменные вкрапленники кварца. Алунит развит в виде псевдоморфоз по полевым шпатам, разрозненных скоплений и мелких жилков. Чешуйки минерала очень мелкие, размер их обычно составляет десятые доли миллиметра, но нередко достигает 1 мм. По составу это калиевый алунит, но местами со значительной примесью натрия. Отношение весового содержания K_2O к Na_2O колеблется от 10:1 до 1,5:1, а в среднем по 10 анализам составляет 5:1. Надо полагать, что исходными породами алунитовых кварцитов являлись не только риолиты, но и более основные дациты и даже, может быть, андезиты (Наковник, 1948). Объемный вес алунитовых кварцитов 2,60—2,68.

Серицитовые вторичные кварциты состоят в основном из кварца, серицита (20—40%) и обычной примеси рутила и пирита (лимонита). Очень часто обнаруживают реликтовую структуру флюидально-полосчатых лав, туфобрекчий, интрузивных кварцевых порфиров и порфировидных гранитоидов. Тонкополосчатые разности при выветривании распадаются на тонкие плитки и становятся похожими на сланцы.

«**Пирофиллитовые**» вторичные кварциты содержат, помимо главного минерала — вторичного кварца, много «пирофиллита» и примеси: андалузита до 5%, диаспора до 15%, зуниита, диккита и рутила. На одном участке северного склона была вскрыта «пирофиллитово»-андалузитовая порода с содержанием андалузита до 70%. Состав ее: SiO_2 32%, Al_2O_3 62%, Fe_2O_3 0,13%; щелочи 0,08% и SO_3 0,13%. «Пирофиллитовые» кварциты обнаруживают иногда полосчатую текстуру. Распространение их за пределами северного склона главного массива, как и точная диагностика «пирофиллита», не изучены.

Монокварциты, по Тригулову, — наиболее обогащенные вторичным кварцем типы вторичных кварцитов, в которых количество ведущих минералов — диккита, алунита и серицита — вместе с постоянными примесями не превышает 10%. Вероятно, к ним же он относит секущие нормальные метасоматические вторичные кварциты, кварцевые жилы и жилки выполнения, распространение которых и состав никто не изучал.

Относительно запасов алунита, агальматолитовых пород и агальматолита на месторождении Малый Семиз-Бугу и их перспектив (по данным И. С. Тригулова) необходимо сказать следующее.

Площадь распространения алунитовых кварцитов значительно меньше площади, указанной К. Н. Озеровым (450 тыс. м²).

Запасы каолининовых пород с содержанием диккита 60% разведаны на площади 14 тыс. м² до глубины 30 м и составляют около 1 млн. т, а разведанные запасы более бедных каолининовых пород на площади 16 тыс. м² составляют до той же глубины также около 1 млн. т.

Учитывая слабую разведанность массива и вероятность открытия новых участков, а также продолжение на большую глубину алунитовой минерализации, как это установлено на Акташском комплексном месторождении вторичных кварцитов, надо полагать, что запасы алунита на месторождении Малый Семиз-Бугу составляют несколько миллионов тонн.

Заключение о вторичных кварцитах Семиз-Бугинского района

После рассмотрения данных многолетней разведки Большого Семиз-Бугу и изучения вторичных кварцитов его окрестностей можно сделать следующие выводы:

1. Характерные для вулканических центров признаки, которые автор показал в массивах вторичных кварцитов: а) накопление вулканических бомб, туфов и брекчий; б) обилие малых и мелких секущих тел гранитоидов; в) крутопадающие покровы измененных лав; г) специфическая кремнеглиноземная и серно-железная минерализация огромного масштаба с крупной ролью алунита и диккита, хотя и связанных с корундом и андалузитом, но все же пространственно разобщенных; д) вертикальность рудных тел, их зональность и таксито-брекчиевая текстура; е) дугообразность массивов и полуцирки; ж) мощные зоны метасоматических монокварцитов в осевых частях хребтов, свидетельствующие о полном выносе оснований и даже Al_2O_3 , и, наконец, з) крупнейшая метасоматическая залежь кристаллического глинозема на Большом Семиз-Бугу, подчеркивающая почти полный вынос SiO_2 , свидетельствуют о том, что вторичные кварциты Семиз-Бугинской группы являются не контактовыми роговиками и рудные тела их — не своеобразным скарном, а продуктами интенсивного пневмогидротермального преобразования, обязанного длительному действию глубинных фумарол и сольфатар в эруптивном центре. Массивы вторичных кварцитов Семиз-Бугинской группы являются, вероятнее всего, остатками денудированных древних вулканических построек.

2. Богато и разнообразно минерализованный корундоносный массив Большой Семиз-Бугу с большим алунито-диккитовым восточным полем является участком, на котором действовал в палеозое наиболее крупный в районе вулканический аппарат. Прочие же к северу и югу от него алунито-диккито-серицитиносные массивы Джиланды, Ак-шоко, Урпек и Малый Семиз-Бугу фиксируют второстепенные эруптивные центры внешнего пояса, а может быть, и периферию огромной Семиз-Бугинской кальдеры¹. Возможно, что и большой, но крайне недостаточно изученный массив Уш-Кагыл относится к этому внешнему поясу.

3. Мощное тело монокварцитов и малые тела их на Большом Семиз-Бугу отражают, по Квятковскому, зоны нарушений — радиальные и концентрические трещины усадки и обрушения центрального вулкана, образовавшего затем обширную кальдеру. Разработанное расширенное жерло вулкана с его сложной пробкой из брекчий, лав и мелких интрузивных тел находилось, по-видимому, в северо-западной части Большого Семиз-Бугу, а может быть, и на месте современной впадины оз. Чалкар-Куль, где выходят мелкозернистые граниты. Здесь, в трещиновато-пористой массе жерла, вдоль жил и даек и по разломам внешней зоны происходило сильное изменение пород продолжительного действовавшими

¹ Р. Э. Квятковский полагает, что от кальдеры сохранилась лишь восточная часть, а западная половина ее разрушена — уничтожена при поднятии магмы Корнеевского плутона.

фумаролами и сольфатарами. Наиболее сильное изменение произошло в главном эруптивном центре, где действие фумарол было наиболее активным, длительным и сложным, где достигалась высокая температура и менялся состав газотерм от галоиднокислых до сернокислых, углекислых и даже щелочных, и наоборот. Здесь сформировались высокоглиноземные рудные тела на общем фоне андалузито-серицито-кварцевого изменения. На периферии же, где в широком внешнем поясе действовали почти исключительно гидросольфатары, образовались алунитовые и диккитовые залежи на общем фоне алунито-диккито-серицитового изменения и окварцевания пород.

4. Образование вторичных кварцитов и их высокоглиноземных андалузитовых и корундовых тел неодновременно. Последние сформировались позже первых, по крайней мере позже андалузитовых и серицитовых кварцитов, на что указывают включения обломков этих пород в андалузито-корундовом теле (Асташенко, 1944), реликтовая брекчиевидная текстура «сапфиритов» и мелкие жилки корунда, секущие вторичные кварциты. Образование главного андалузито-корундового тела Большого Семиз-Бугу происходило метасоматически, а формирование его отдельных зон шло параллельно прогрессирующему выносу растворами SiO_2 и отложению Al_2O_3 . Таким образом, корундовое ядро подобно средней части жилы выполнения является наиболее поздним образованием.

5. Алунитовые и диккитовые вторичные кварциты формировались в периферической и притом в верхней части вулканического сооружения, где действовали главным образом гидросольфатары. Вероятно, алунитовое и диккитовое изменения происходили несколько позже андалузитового, протекавшего в более глубокой и центральной зоне.

6. Монокварциты образовались в зоне очень длительного действия сернокислых растворов, и окончательное формирование их относится, вероятнее всего, к концу сольфатарной деятельности.

7. К наиболее позднему этапу гидротермальной деятельности относится возникновение мелких жилок с диаспором, пирофиллитом и диккитом, секущих все прежние новообразования.

8. Вторичные кварциты и их рудные высокоглиноземные тела являются метасоматическими образованиями, о чем свидетельствуют формы развития и нахождения минералов, реликтовые структуры и текстуры. Главные минералы их образовались в основном без привноса из магмы SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O и Fe; происходило главным образом переотложение этих ингредиентов и перенос в сфере действия газогидротерм. Привносились лишь OH, SO_2 , SO_3 , H_2S , F, Cl.

9. Если по контурам различных типов вторичных кварцитов и их рудных тел на массиве Большой Семиз-Бугу подсчитать, исходя из среднего содержания главнейших минералов, общие массы привнесенных и вынесенных Al_2O_3 и SiO_2 в сравнении с имевшимися в исходных породах, то выходит, что из зоны монокварцитов и алунитовых кварцитов вынесено Al_2O_3 несколько больше, чем привнесено его в другие места метасоматического блока. И наоборот, избыток SiO_2 в массе монокварцитов против исходной породы больше, чем ее вынесено из других зон блока. Это указывает на то, что сильное окварцевание исходных пород в зоне монокварцитов происходило не только благодаря переотложению SiO_2 на месте, но и выносу его растворами из более глубоких частей вулканического сооружения, и что в массиве Большой Семиз-Бугу имеются еще и другие андалузитовые и корундовые залежи, не обнаруженные с поверхности при поисках и разведке.

Корундовое месторождение Семиз-Бугу с 1933—1934 г., т. е. со времени установления андалузитовой оболочки около коренного корундового тела, открытия андалузитовых залежей и широкой рассеянной андалузитовой и алунитовой минерализации во вторичных кварцитах,

становится комплексным — алунино-андалузито-корундовым месторождением.

Как указывалось выше, главное андалузито-корундовое тело в основном уже выработано, сохранились лишь низы и самый хвост, прослеженный до глубины 60 м. Дальнейшее его продолжение и форма неизвестны.

За тридцать лет эксплуатации месторождение Семиз-Бугу дало около 200 тыс. т «исключительно высокосортного корундового сырья» — больше, чем все корундовые месторождения мира. Что же имеется на сегодня по корунду Семиз-Бугу?

Согласно официальным данным, запасы корунда на 1/1 1956 г. следующие: коренного корунда (во вторичных кварцитах) по категориям В+С₁ 4000 т, и в отвалах россыпи по категории В 4500 т, а всего по А+В+С₁ 8500 т, что оказалось цифрой, значительно меньшей, чем фактически добыто за последующие четыре года. Общие запасы корунда, утвержденные ГКЗ по категориям А+В+С₁, составляют 21 300 т, из них на корунд в отвалах россыпи и, вероятно, в отвалах выработок и карьеров коренного тела приходится большая часть — 16 тыс. т.

В 1955 г. на месторождении Большой Семиз-Бугу еще проводились эксплуатационные работы, но только на отвалах путем переработки их, и добыто 2500 т корундовой породы. В 1956—1959 гг. добыча производилась тем же способом и из тех же источников. Объем ее составил, вероятно, не более чем 2000 т в год, причем в 1956 г. из одной только открытой рудоуправлением похороненной россыпи добыто 1 тыс. т. Низы главного коренного тела не разрабатываются и не разведываются. Дальнейшее продолжение его вглубь и нахождение новых рудных тел считалось до 1959 г. сомнительным и месторождение Семиз-Бугу как корундовое бесперспективным (Русаков, 1957).

Сводка всего фактического материала по изучению и разведке массива Семиз-Бугу и особенно работ К. И. Асташенко, Р. Э. Квятковского и П. С. Маркова (1941—1948 гг.) не является основанием для пессимистических выводов о перспективности месторождения. Надо считать весьма возможным не только продолжение в глубину коренного тела, но и его расширение и обнаружение новых корундовых тел среди вторичных кварцитов, минерализованных андалузитом, подобно открытому в 1934 г. гематито-корундовому телу, оставшемуся недоразведанным.

Открытие новых корундовых, корундо-андалузитовых и андалузитовых тел надо ожидать в наиболее перспективных частях массива Большой Семиз-Бугу: на западных склонах (в главном полуцирке), на северных склонах (в малом полуцирке) и к юго-западу от главного тела¹.

Запасы андалузитовых пород месторождения, определенные в 1941 г. И. С. Тригуловым, следующие:

1) в мощной андалузитовой оболочке южного конца главного тела, где заключается наибольшая масса высокосортных андалузитовых пород² месторождения, запасы по категориям А+В+С₁ около 15 тыс. т;

2) в прочих малых андалузитовых телах, т. е. к югу от главного тела, состоящих из более бедных андалузитовых пород, запасы по категориям В+С₁ составляли около 4 тыс. т;

3) запасы бедных рассеянных «руд» — 20%-ных андалузитовых кварцитов южного конца главного тела составляют по категориям В+С₁ около 25 тыс. т и таких же на Южном участке по категории С₂ 500 тыс. т.

¹ После написания данной работы, осенью 1963 г. на Семиз-Бугу установлено семь аномалий, на двух из которых вскрыты коренные корундовые тела.

² Среднее содержание Al₂O₃ около 50%; SiO₂ 42,4%; TiO₂ 0,4%; Fe₂O₃ 1,7%; щелочи 1,5%.

Запасы рассеянного андалузита определялись в 1936 г.¹ на всей площади 170 тыс. м² андалузитоносных вторичных кварцитов до глубины 100 м при среднем содержании минерала 10—30% и составляли 66 млн. т по категории С₂.

По официальным данным, запасы андалузита² на месторождении Большой Семиз-Бугу определяются на 1/1 1956 г. по категориям А+В+С₁ в 8 тыс. т при среднем содержании андалузита 20—37% и забалансовые запасы в 520 тыс. т.

Если подсчитать значительно уточненные Квятковским и Марковым в 1947—1948 гг. (см. рис. 16) контуры рассеянного андалузита на всем массиве Большой Семиз-Бугу и если оправдаются указанные ими содержания минерала, то запасы его до глубины 50 м составят: 1) для общей площади 500 тыс. м² андалузитовых кварцитов при среднем содержании 20% около 15 млн. т; 2) для площади 200 тыс. м² кварц-андалузитовых пород при среднем содержании андалузита 40% около 10 млн. т и 3) для 500 тыс. м² —половиной площади андалузитоносных серицитовых кварцитов и кварц-серицитовых пород — при среднем содержании 20% 15 млн. т.

Проблема использования этих огромных потенциальных запасов рассеянного андалузита на месторождении Большой Семиз-Бугу, как и на аналогичных других месторождениях вторичных кварцитов Казахстана, еще не разрешена, хотя для Семиз-Бугу она и облегчается наличием большого озера. Проблема упирается главным образом в трудности обогащения рассеянного, часто проросшего другими минералами, и, в общем, микрозернистого андалузита со средними размерами зерна в десятые доли миллиметра и редко в 1—2—3 мм.

Общая площадь уточненных контуров алунитовых вторичных кварцитов месторождения Большой Семиз-Бугу по карте Квятковского равна примерно 500 тыс. м².

На массиве Малый Семиз-Бугу общая площадь алунитовых кварцитов больше и содержание минерала несколько выше. К. Н. Озеров (1935) определил запасы алунита до глубины 50—90 м.

Но проблема использования рассеянного алунита более трудна, чем андалузита, так как она, несмотря на заманчивость комплексного продукта, упирается главным образом не в обогащение и не в необходимость наличия больших запасов воды и энергии, а в неясность самого основного вопроса: следует ли заниматься извлечением Al₂O₃ из алунитов, если есть бокситы?

Заброшенные алунито-андалузито-корундовое месторождение Большой Семиз-Бугу и алунитовое Малый Семиз-Бугу настоятельно требуют основательной разведки и детального изучения геологии, структур, пород и минералов. Написание монографии об месторождении Большой Семиз-Бугу составит одну из главных задач изучения.

Коунрадское медно-молибдено-андалузитовое месторождение

Коунрадское месторождение, открытое в 1928 г. М. П. Русаковым (1928), находится на южном склоне Иртыш-Балхашского водораздела в зоне полынно-солянковой пустыни, вблизи оз. Балхаш. Месторождение расположено к северу от оз. Балхаш в большом массиве вторичных кварцитов, именуемом горой Коунрад.

Как гора с медной рудой Коунрад известен с давних времен, а с начала нынешнего столетия числится уже в списке заявок Северного Степного округа (Омск) и значится под названием «Конрад» на обзорной карте, составленной горным инженером А. П. Тиме в 1916 г.

¹ Данные работ под руководством К. Н. Озерова, 1934 г.

² Имеется в виду, вероятно, рассеянный андалузит вторичных кварцитов.

(Пухов, 1936). Еще за год до открытия Русаковым месторождения оно упоминалось им под названием «Коунрад» в числе немногих месторождений медных вкрапленников во вторичных кварцитах Казахстана (Русаков, 1927, стр. 202).

Первое краткое описание месторождения и первая его схематическая геологическая карта составлена М. П. Русаковым в 1928 г. В 1929 г. проведена первая разведка месторождения и первые геологическая и инструментальная топографическая съемки массива и его окрестностей. К 1934 г. на месторождении закончена предварительная разведка, подсчитаны запасы меди по категориям В и С и опубликована первая большая работа, подводившая итоги геологического изучения и разведки. В ней автор окончательно оформил свои представления о геологическом строении месторождения и его генезисе.

По представлениям М. П. Русакова, основным элементом строения массива Коунрад являются две кольцевые конические дайки фельзитов, внедрившиеся в «монзонит-порфировый шток» и застывшие под мощной кровлей палеозойских песчаникосланцев. Эти впоследствии окварцованные гидротермами фельзиты и явились генетическим источником оруденения и в то же время фактором, локализирующим (экранирующим) оруденение в ядрах даек, т. е. в «монзонит-порфирах» (Русаков, 1934, стр. 48—51).

Надо отметить, что в начальном периоде изучения Коунрада А. А. Глаголев и Я. Д. Готман провели большую работу по уточнению минералов рудного участка. Результаты ее изложены в небольших трудах, выпущенных А. А. Глаголевым и Я. Д. Готманом в 1934 г. и Я. Д. Готманом в 1936 г. Насколько непопулярен был в то время андалузит в гидротермальных месторождениях, можно судить по тому, что минерал этот, известный во вторичных кварцитах с 1931 г., был принят вначале на Коунраде, где он широко распространен, за цоизит (Глаголев и Готман, 1934).

С 1934 г. начинается детальная промышленная разведка месторождения, которая проводилась под руководством И. И. Лубяных, А. С. Богатырева и Н. Д. Даля. В этот период Е. М. Янишевский занимался специальным изучением молибденоносности вторичных кварцитов (1939). В 1940 г. месторождение Коунрад передается в эксплуатацию.

Месторождение Коунрад оказалось первым в СССР и притом очень крупным месторождением типа «porphyry copper». Естественно, что оно привлекло к себе всеобщее внимание специалистов. В начале изучения его посещают многие геологи, которые высказывают различные взгляды на геологическое строение и генезис месторождения.

В 1934 г. в двух статьях Машковцева и Наковника было высказано новое представление о генезисе и геологическом строении месторождения.

Это представление основывалось на изучении геологии месторождения С. Ф. Машковцевым и микроскопическом исследовании вторичных кварцитов Н. И. Наковником, установившим насыщенность окварцованных фельзитов андалузитом. По представлениям Машковцева и Наковника, рудоносный шток «монзонит-порфиров» не сечется фельзитом, а наоборот, сам сечет фельзиты, явившиеся той оболочкой, в которую интродировал шток.

Гипотеза Машковцева — Наковника была принята большинством геологов и просуществовала почти до 1950 г., чему благоприятствовало широко распространенное убеждение в том, что андалузит образуется только при контактовом метаморфизме.

С 1940 г. начинается новый период в развитии представлений о геологическом строении массива Коунрад и генезисе его руд. В связи с новыми данными, полученными в результате ревизии вторичных кварцитов Казахстана в 1936—1940 гг., высказывается положение, что мас-

сивы этих пород являются в своем большинстве следами древних вулканов и образовались в жерловой и околожерловой фациях благодаря фумарольно-сульфатарным процессам. Этот взгляд был распространен и на меднопорфировые месторождения во вторичных кварцитах: Коунрад, Карабас, Сокуркой и др. (Наковник, 1941, стр. 163 и 166).

В 1942 г. по инициативе М. П. Русакова и под его руководством предпринимается геолого-структурное изучение массива Коунрад, проводившееся по 1945 г. К. С. Газизовой (АН Каз.ССР). К этому времени были вскрыты глубокие горизонты рудного тела, в которых выявились новые, неизвестные раньше данные, как, например, включение обломков (по утверждению Газизовой), «монцонит-порфиров» штока в «фельзиты».

Результаты работ К. С. Газизовой опубликованы в небольшой статье в 1948 г. и второй раз и более подробно в специальной работе, изданной в 1957 г. К. С. Газизова по существу реставрировала на Северном Коунраде «кольцевую дайку» Русакова, секущую шток, но пришла к выводу, что дайка является не интрузивной, а экструзивной, давшей изливания кислых лав — «фельзитов», которые прикрыли шток и под которыми («под экранирующей поверхностью») в пределах штока и произошло рудоотложение. Оруденение и окварцевание пород происходило по конически кольцевым трещинам вслед за экструзией «фельзитов».

Дальнейшее изучение месторождения производилось Коунрадским рудоуправлением в порядке документирования эксплуатационного карьера и промышленно разведочных буровых скважин. В 1954—1957 гг. производилась глубокая доразведка месторождения под руководством М. К. Чехович, в которой участвовала и К. С. Газизова (1957 г.).

Следует напомнить, что в 1934 г. в 5—7 км к востоку от меднорудного тела было открыто большое поле редкометалльных руд¹. Оно открыто при ревизии геологической карты окрестностей Коунрада и в результате внимательного осмотра окварцованных гранитоидов подножия (Наковник, 1935а и 1935б).

Геологический очерк месторождения и его окрестностей

Первая геологическая съемка окрестностей месторождения Коунрад, охватившая около 60 км², проведена М. П. Русаковым в 1929 г. на топографической основе крупного масштаба. Одновременно он проводил глазомерную геологическую съемку масштаба 1:200 000 далеких окрестностей месторождения — участок северного побережья оз. Балхаш площадью около 1600 км² в следующих границах: на 15 км к северу от Коунрада, на 36 км к западу и на 10 км к востоку, т. е. далеко за так называемыми Восточными и Северными колодцами. Геологическая карта района месторождений медных порфировых руд в урочищах Коунрад и Карабас составлена М. П. Русаковым в 1934 г. (Русаков, 1934, стр. 17).

Последующие геологические съемки окрестностей месторождения проводились в 1931—1934 гг. геологоразведочным отделом Прибалхашстроя (В. П. Пухов, И. А. Тараян, И. В. Кусочкин, К. П. Поликарпов, Д. В. Титов и др.) в масштабе 1:25 000. В 1934 г. при геологической съемке месторождения автор подверг ревизии прежние геологические съемки окрестностей и составил для них с помощью горного инженера И. А. Тараяна, снимавшего западную половину, новую геологическую карту, охватившую участок площадью 10×15 км. В настоящем гео-

¹ Впоследствии (в 1936—1937 гг.) редкометалльное оруденение было встречено и у Северных колодцев, в 5 км к северу от меднорудного тела.

логическом очерке окрестностей месторождения рассматривается этот участок.

Дальнейшее геологическое изучение окрестностей месторождения производилось при разведке редкометалльных руд (Н. Н. Скаковский, Е. А. Флеров, Н. П. Большаков, Н. П. Скворцов и др.) и в связи с общим геологическим изучением района в 40-х и 50-х годах (П. П. Зотов,

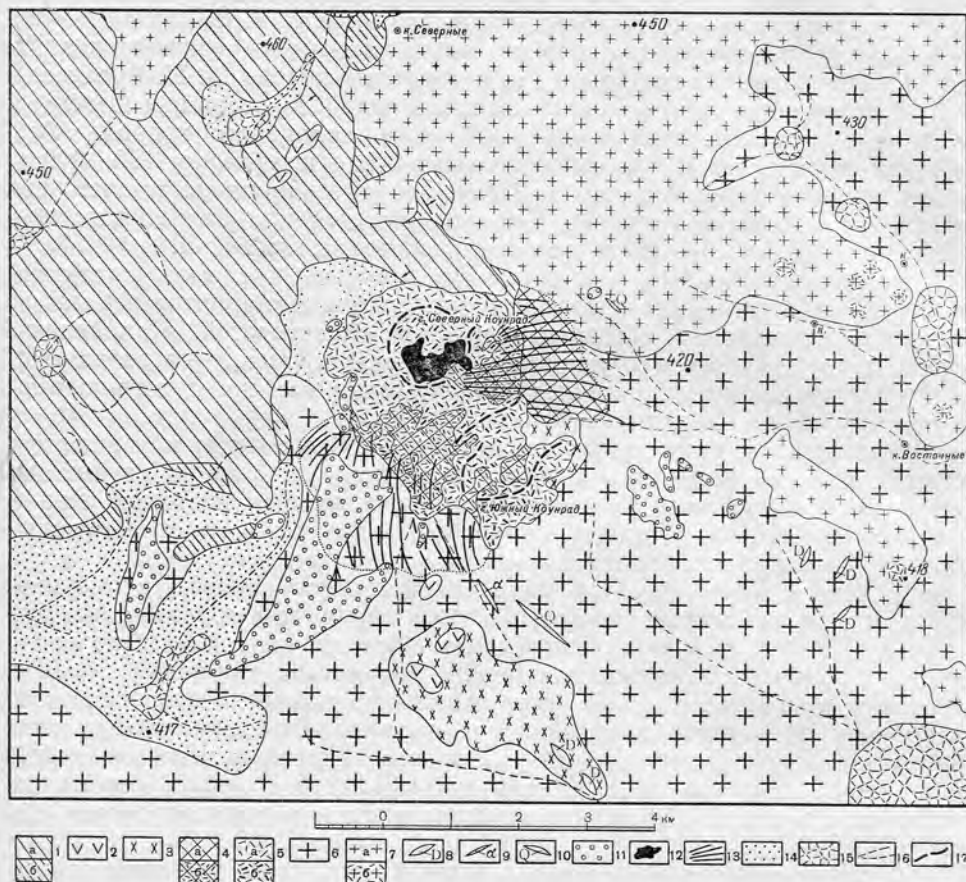


Рис. 25. Схематическая геологическая карта окрестностей медно-андалузитового месторождения Коунрад. Составили Н. И. Наконник и И. А. Тараан, 1934 г.

1 — песчаники и сланцы девона (а), контактовые роговики из них (б); 2 — риолитовые порфиры карбона?; 3 — гранодиориты карбона?; 4 — гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит порфиры (а), серицитовые вторичные кварциты из них (б); 5 — серицитовые вторичные кварциты из риолитов (а), серицито-андалузитовые и андалузитовые вторичные кварциты из риолитов (б); 6 — биотитовые граниты; 7 — лейкократовые аплитовидные граниты, гранит-порфиры и интрузивные кварцевые порфиры пермского возраста (а), грейзены из них (б); 8 — микродиориты, жильные диабазовые порфиры и диоритовые порфиры; 9 — жилы аплитовидных гранитов; 10 — жилы кварца; 11 — галечники и конгломераты мелового-палеогенового-неогенового возраста из вторичных кварцитов Коунрада; 12 — медное оруденение (на поверхности); 13 — зоны супергенной каолинизации; 14 — современные глубокие наносы; 15 — солончаки и такыры; 16 — русла логов и главные направления стока вод; 17 — осевые линии главных хребтов

Н. И. Тихомиров, В. Ф. Беспалов, В. Г. Буров, А. И. Егоров, М. К. Чехович и др.).

Массив Коунрад имеет площадь около 20 км². Двумя широкими логами, врезающимися в него с востока и юго-запада, он делится на две примерно равные по площади, но неодинаковые по высоте части: главную высокую северо-западную, называемую Северным Коунрадом, и пониженную юго-восточную, называемую Южным Коунрадом (рис. 25).

На Северном Коунраде имеется котлообразная впадина, образовавшаяся от эрозионной разработки истоков Восточного лога. Она

окружена кольцеобразным хребтом из окварцованных риолитов и заключает меднорудное тело. На Южном Коунраде имеется вторая, но меньшая впадина, окруженная овальным полукольцом тех же окварцованных риолитов, в которой проявлено очень бедное медное оруденение.

Таким образом, в гипсометрии Коунрадского массива хорошо выражено кольцевое строение с депрессиями внутри колец. Оба кольца сложены плотными полосчатыми вторичными кварцитами, образовавшимися из риолитов — риолитовых порфиров («фельзитов» М. П. Русакова), а депрессии заняты пористо-жилковатыми вторичными кварцитами из гранодиорит-порфиров («монзонит-порфиров» М. П. Русакова).

В северо-западной половине массива находится вершина Северный Коунрад, расположенная в северной части кольцевого хребта. Абсолютная отметка ее 610 м, относительная — над подножием 150—200 м, а над уровнем воды оз. Балхаш 270 м. Главная вершина юго-восточной половины — Южный Коунрад. Она поднимается над ближайшим подножием всего на 75—100 м, ее абсолютная отметка 511 м.

Резко приподнятый над пустынной степью и слегка вытянутый в северо-западном—юго-восточном направлении кварцитовый массив Коунрад определяет микрогидрографию окрестностей. Направление стока поверхностных и грунтовых вод периклинальное — в стороны от массива, но главное их движение происходит все же к юго-востоку, в сторону общего наклона равнины.

Ручьи имеют воду только ранней весной. С середины мая они стоят сухими и лишь белесоватые пятна солонцов да блюдца глинистых такыров, разбросанные у подножия массива, указывают места скопления почвенных вод. К ним и приурочены неглубокие редкие колодцы с плохой солоноватой водой.

Массив Коунрад высится, как маяк, над окружающей его равниной. Он стоит на гранитном цоколе, местами прикрытом древними отложениями, а в основном — маломощными наносами, поросшими полынью, кустами баялыча и низкостелющимся уродливым кок-пекком. Северо-западное подножие массива несет низкий ребристый мелкосопочник из девонских песчаников и сланцев¹, а западное, юго-западное и юго-восточное — характерные плоские столовые холмы из палеогеновых и неогеновых конгломератов и галечников, которые лежат непосредственно на гранитах. Последние в большинстве каолинизированы под галечниками.

С самолета огромный массив Коунрад похож на широкий усеченный вулканический конус, а его северная котлообразная впадина с меднорудным полем, углубленная карьером, кажется кратером в вершине вулкана. Эта особенность, подмеченная еще в начале изучения массива (Наковник, 1937, стр. 7—8) и прежде не привлекавшая особого внимания, находила тогда объяснение и в концепции кольцевых интрузивных даек Русакова, и в ранних представлениях Наковника о «продырявленном эрозией куполе осадочно-эффузивных пород» над интрузивным штоком (Наковник, 1937, стр. 19). В связи с новым представлением о генезисе вторичных кварцитов (Наковник, 1941, 1947) и новыми данными Газизовой (1948, 1957) конусообразно-кольцевая форма массива Коунрад получает новое объяснение, отвечающее представлению о вулканическом центре.

При первом ознакомлении с геологией окрестностей Коунрада создается впечатление, что граниты подступают к нему со всех сторон и слагают почти все подножие. Граниты, вернее гранитоиды, являются в действительности самыми распространенными породами окрестностей

¹ На геологической карте, составленной В. Ф. Беспаловым (1953 г.), они отнесены к карбону.

Коунрада¹. Они слагают южное, восточное и северное подножия, распространяясь за границы прилагаемой схематической карты (см. рис. 25) на юг — до озера, на восток — за сухое русло р. Такрау и далеко на север, где в 50 км от Коунрада стоит 700-метровый конус гранитного массива Бектау-ата, представляющий апикальную вершину огромного сложного плутона. Гора Бектау-ата доминирует над всем Прибалхашьем; она видна с южного берега оз. Балхаш и даже с гребня Баканае-Токраунского водораздела, т. е. почти за 150 км, и по праву называется «Маяком Прибалхашья». По относительной высоте над подножием — это самая высокая гора в Центральном Казахстане.

Огромное поле гранитоидов Коунрад-Бектауатинского плутона, протянувшееся с севера на юг почти на 100 км, а с запада на восток на 50 км, прикрыто тонким разорванным плащом современных отложений и кое-где остатками денудированной древней толщи песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, экструзивов и образовавшихся из последних вторичных кварцитов, резко выделяющихся над пустынной равниной.

Прикрывающая девонская осадочная толща на контакте с коунрадскими гранитами несет все признаки интрузивного контактового метаморфизма: слагающие ее песчаники, алевролиты и глинистые сланцы ороговикованы, а в непосредственном контакте с гранитами превращены в светлые сахаровидные андалузит-мусковит-кварцевые роговики, которые хорошо изучены в 600—1200 м к восток-северо-востоку от главной вершины Коунрада (Наковник, 1937, стр. 23—27). Здесь эти андалузитовые роговики внешне почти неотличимы от граничащих с ними вторичных кварцитов, образовавшихся из кислых эффузивов. Их можно отличить только под микроскопом по отсутствию пирита, диаспора, диккита, алунита и других типичных для вторичных кварцитов глиноземных минералов. Осадочная толща дислоцирована и направление ее складок в окрестностях Коунрада северо-западное. У северного подножия месторождения на контакте песчаникосланцев с вторичными кварцитами (измененными лавами) намечается антиклинальная складка с крутым юго-западным крылом. Предполагается, что эти измененные лавы, относимые теперь к карбону, лежат на осадочной толще.

В других местах Коунрадского гранитного поля (за пределами территории, изображенной на рис. 39) отмечаются фаунистически охарактеризованные песчаники и глинистые сланцы нижнего и среднего отделов карбона. Вероятно, они и явились основанием для В. Ф. Беспалова отнести и ороговикованные песчаникосланцы окрестностей Коунрада тоже к карбону.

Гранитоидное поле Коунрадского района полнее и подробнее других геологов изучал П. П. Зотов (1957). По его представлениям, Коунрад-Бектауатинский плутон является сложным интрузивным комплексом, сформировавшимся в процессе многократного внедрения магм различного состава. Наиболее ранними (среднекарбовыми) и наиболее распространенными являются гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты, образующие интрузив до 100 км в поперечнике. Они «активно контактируют с осадочно-эффузивной толщей нижнего карбона и с эффузивами среднего карбона». Вероятно, этим гранитоидам отвечают гранодиориты и гранодиорит-порфиры массива Коунрад, для которых определен абсолютный возраст 280 млн. лет, а по новой интерпретации шкалы — пермь. Более поздними и менее распространенными (в три раза меньше по сравнению с предыдущими) являются крупнозернистые биотитовые граниты типа гранитов горы Бектау-ата, которые секут основные гранитоиды, образуя ряд тел размером до 10—15 км в поперечнике. После них произошло внедрение небольших тел

¹ По П. П. Зотову (1957), они составляют 74% всей площади Коунрадского района.

(до 5 км в поперечнике) аплитовидных гранитов и многочисленных апофиз — жил и даек аплитов. Несколько позднее внедрились мелкие тела и дайки — апофизы гранит-порфиров. Эти позднейшие тела кислых гранитоидов: биотитовых гранитов, аплитовидных гранитов, аплитов и гранит-порфиров рассматриваются П. П. Зотовым как позднегерцинские — пермские внедрения, с которыми связано в Центральном Казахстане редкометальное оруденение и которые встречены в массиве Бектау-ата, в Акчетау и у северного и восточного подножий Коунрада. Наиболее поздними внедрениями Н. П. Зотов считает дайки кварцевых диорит-порфиров, фельзитов и кварцевых порфиров и, наконец, дайки андезитовых и диабазовых порфиров. Все они секут предыдущие породы.

Если взаимоотношение пермских биотитовых и аплитовых гранитов с песчаниками и сланцами подножия Коунрада хорошо устанавливается по ороговикованию последних, то взаимоотношение их с островками неизмененных кислых эффузивов неясно из-за отсутствия непосредственного контакта в пределах месторождения. Непосредственный контакт с кислыми эффузивами виден лишь у южного подножия Коунрадского массива, где они лежат на гранитном поле, но там никакого изменения или превращения их во вторичные кварциты не заметно. Островки неизмененных кислых эффузивов с северной стороны горы Северный Коунрад являются, по мнению К. С. Газизовой (1957, стр. 53—54), древними, т. е. S—D или D, а эффузивные (экструзивные) порфиры кольцевой дайки, из которых образовалась основная масса вторичных кварцитов, значительно более молодыми¹. «Они изливались, — говорит К. С. Газизова, — на эродированную поверхность гранодиоритов» (1957, стр. 39, 53, 109).

По мнению автора, все кислые эффузивы массива и его ближайших окрестностей относятся к образованиям одного возраста. Они или древние докарбоновые, или карбоновые и даже пермские в зависимости от того, как считать отношение к ним гранодиоритов: секут ли гранодиориты или, наоборот, секутся сами кольцевой дайкой риолитовых порфиров, что доказывает К. С. Газизова (1957, стр. 41—55).

Взаимоотношение биотитовых гранитов с кислыми экструзивами ясно видно в массиве Бектау-ата, к которому приурочено много полей вторичных кварцитов. Здесь в крутом обрыве одного из южных глубоких логов, разрезающих северный гранитный хребет Кара-чеку, видны отходящие от основного гранитного тела мощные дайки и апофизы, то рассекающие покровы экструзивов, то внедряющиеся по покровности в виде интрузивных залежей. Характерно, что ни в экструзивах, ни в гранитах и здесь, и в других местах периферии гранитного массива не заметно на контакте никакого осветления и минералогических изменений, кроме раскristализации базиса и ороговикования. Пятна же вторичных кварцитов располагаются около гранитного поля спорадически и главным образом вдали от гранитов. Вскрытие канавой границы андалузитовых вторичных кварцитов массива Телемес на восточной окраине гранитного поля Бектау-ата показало, что крупнозернистые биотитовые граниты не несут никаких минералогических изменений вблизи вторичных кварцитов, а последние минералогически ничем не отличаются от вторичных кварцитов, удаленных от контакта.

Аналогичное явление установлено при детальном изучении огромного гранитного массива Джильтау в Бет-Пак-Дала: все изменения в экзоконтакте девонских и силурийских кислых и средних экструзивов сводятся к ороговикованию и образованию микроклина в узкой зоне шириной 2—3 см (Полковой, 1957).

¹ К. С. Газизова прямо не указывает геологического возраста позднейших эффузивов, но по отдельным высказываниям можно заключить, что она считает их пермскими или даже мезозойскими.

Таким образом, подтверждается высказанное автором в 1940 г. в общей форме мнение о том, что вторичные кварциты не являются продуктами контактового метаморфизма, как это утверждал в своих работах К. Н. Озеров (1933, 1934, 1935, 1944, 1946).

Более высокие горизонты гранитного подножия Коунрада именно к северу, северо-востоку и востоку от главной вершины сложены в основном светлыми аплитовидными гранитами, гранит-порфирами и интрузивными кварцевыми порфирами. Отдельные же островки изображены и в юго-западном углу карты окрестностей месторождения (см. рис. 25). Они кажутся «нашлепками» на крупнозернистых биотитовых гранитах и ранее рассматривались как краевая фация гранитов. К этим наиболее кислым и позднейшим гранитоидам и приурочено редкометальное оруденение грейзенного типа у Восточных и Северных колодцев.

Во многих местах гранитного подножия выступают кварцевые жилы и дайки аплитов и микродиоритов.

Еще раз остановимся на галечниках и конгломератах. Они залегают только на гранитах и окружают массив Коунрад почти со всех сторон, кроме северной, откуда они, вероятно, смыты. Галечники являются продуктом выветривания — дезагрегации плотных конгломератов и состоят из тех же крупных галек и валунов вторичных кварцитов Коунрада, что и конгломераты. Вероятно, в далекое геологическое время, которое автор по аналогии с другими районами Прибалхашья считает концом мела — началом палеогена, массив Коунрад омывался со всех сторон морем, производившим свою разрушительную работу над вторичными кварцитами.

Основной фон геологической карты Коунрадского месторождения составляют интрузивные породы, представленные почти исключительно гранитоидами, сильно измененными на значительной площади, и экстрезивные риолитовые порфиры, превращенные во вторичные кварциты почти на всей площади своего распространения (рис. 26). Первые занимают пониженные части массива, располагаясь главным образом на его периферии, а вторые — повышенные части.

Значительную площадь занимают палеогеновые и неогеновые галечники, которые лежат на сильно супергенно-измененных каолинизированных биотитовых гранитах западной, юго-западной и южной окраин массива. Большую площадь занимают ороговикованные песчаники, алевролиты и сланцы, интродированные гранитоидами и приуроченные к северному и северо-восточному подножию массива. Наименьшая площадь приходится на основные экстрезивные породы и неизменные риолитовые порфиры, установленные только по северо-западной и северной периферии массива. Основные экстрезивы обнаружены в нескольких местах, они располагаются на линии северо-западного простирания (на рис. 26 показано самое большое поле). Риолитовые порфиры — в дальнейшем будем называть их риолитами — выступают среди нацело измененных разностей (вторичных кварцитов) в четырех местах на высоте 515—550 м. Это все незначительные площади, ориентированные в широтном направлении.

В группе интрузивных пород выделяются в порядке преобладания следующие: крупнозернистые биотитовые граниты, мелкозернистые аплитовые граниты, гранодиорит-порфиры и гранодиориты. Первые, вторые и четвертые занимают низы массива — подножие, а гранодиорит-порфиры — более высокие горизонты, слагая котлообразный лог в вершине массива. Кроме указанных пород, изредка встречаются в повышенной части массива жильные кварцевые диорит-порфириты, секущие полосчатые вторичные кварциты из риолитов. По мнению автора, это апофизы, отходящие от гранодиорит-порфирового штока; по мнению же К. С. Газизовой (1957, стр. 55), это дайки, генетически связанные с внедрением пермских аплитовых гранитов.

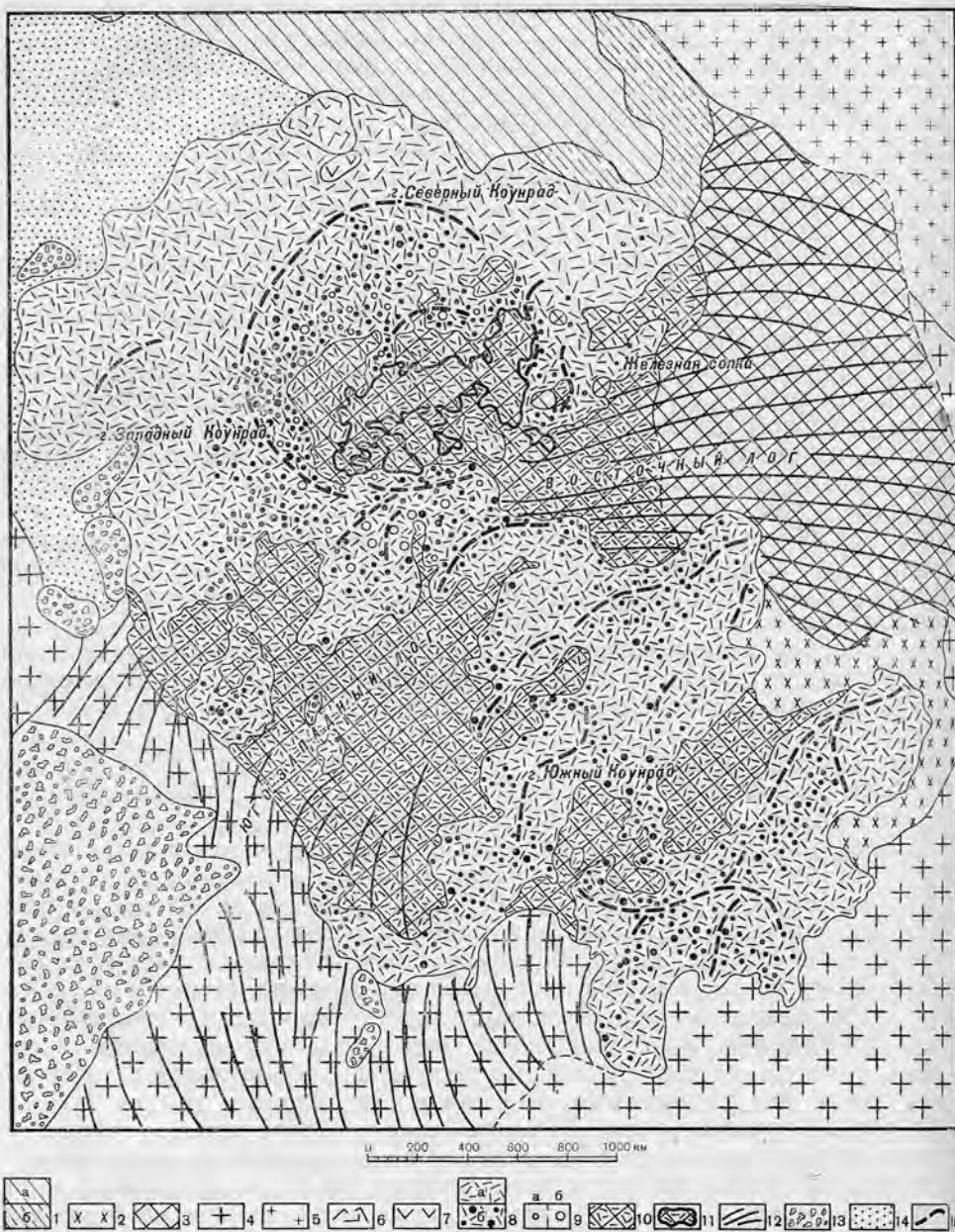


Рис. 26. Схематическая геологическая карта медно-молибдено-андалузитового месторождения Коурад в Центральном Казахстане. Составили Н. И. Наконник и И. А. Тараян, 1953 г.

1 — песчаники и сланцы девона (а); контактовые роговики из них (б); 2 — гранодиориты карбона; 3 — гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры карбона; 4 — биотитовые граниты; 5 — мелкозернистые аплитовидные граниты пермского возраста; 6 — диабазы и диабазовые порфиры карбона; 7 — экструзивные риолитовые порфиры карбона; 8 — гидротермально-измененные риолиты; а — серицитовые вторичные кварциты, б — серицито-андалузитовые и андалузитовые вторичные кварциты; 9 — корундовая минерализация (часто с диаспором) по керну скважин: а — до глубины 10 м, б — глубже 100 м; 10 — гидротермально-измененные гранодиорит-порфиры — серицитовые вторичные кварциты; 11 — контуры медного оруденения на поверхности — «porphyry copper»; 12 — зоны супергенной каолинизации; 13 — галечники мелового-палеогенового и неогенового возраста; 14 — современные глубокие наносы; 15 — осевые линии главных хребтов массива Коурад

Гранодиориты обнажены лишь на восточной и юго-восточной окраинах Южного Коунрада, у его подножия и, как показал керн первых буровых скважин 1930—1933 гг. (Наковник, 1937, стр. 45), постепенно переходят кверху в гранодиорит-порфиры. Постепенный переход гранодиоритов книзу в крупнозернистые биотитовые граниты подножия так же, как и контакт с ними на поверхности, установить не удалось.

Крупнозернистые биотитовые граниты занимают исключительно подножие. Вблизи месторождения они представлены порфиризовидными и основными разностями с содержанием SiO_2 71% и CaO 3%, а к югу — равномернозернистыми и кислыми разностями с содержанием SiO_2 74%, а CaO 1% (Наковник, 1937, стр. 42).

Эти и другие указанные выше переходы и взаимоотношения гранитоидов и отношение их к рельефу служили прежде основанием для того, чтобы представлять гранодиорит-порфиры апикальной верхушкой Коунрадского плутона, в котором отражена закономерность размещения более основных и порфиризовидных разностей в повышенных частях (Наковник, 1937, стр. 141). Однако П. П. Зотов (1957), К. С. Газизова (1957) и др. считают, что основные гранитоиды внедрились раньше, а кислые — позже, в карбоновый и даже пермский период, но это не согласуется с новейшими данными определения абсолютного возраста и в то же время подтверждается следующим.

При уточнении в 1938 г. границы гранитов и гранодиорит-порфиров у северо-восточного подножия массива автором обнаружен интересный контакт тех и других. В узкой зоне слая шириной 1—2 см видны обособленные от гранита розоватые зерна ортоклаза, хорошо выделяющиеся на темно-сером фоне супергенно-измененного гранодиорит-порфира. Трудно решить без специального исследования, внедрен ли гранит в гранодиорит-порфир или наоборот, но первое кажется более правдоподобным.

Наиболее спорно взаимоотношение гранодиорит-порфиров с кислыми лавами — риолитами. В 30-х годах считали, что первые секут вторые. Это подтверждалось прежде всего геологическими поперечными разрезами через рудное поле по рядам скважин и наличием «островков-нашлепок» окварцованных риолитов на окварцованных гранодиорит-порфирах штока. На разрезах было видно, что скважины, проходя сверху риолиты, входят в окварцованные гранодиорит-порфиры интрузивного штока, а местами проходят и большие блоки окварцованных, обрушенных риолитов кровли. В одном из четко проявленных на поверхности месторождения контактов видно, что реликтовая флюидалность окварцованных риолитов ориентирована не параллельно спая, как должно быть по представлениям К. С. Газизовой, считающей, что риолиты секут шток, а наоборот (рис. 27) — перпендикулярно (Наковник, 1937). С этими фактами, сохранившими свою достоверность до настоящего времени и обойденными молчанием в работах К. С. Газизовой (1948, 1957), совпадает «контактово-ореольное» распространение андалузита около штока гранодиорит-порфиров, трактуемое теперь не как контактовое, а как гидротермальное.

Хотя К. С. Газизова за время своего многолетнего изучения Коунрадского месторождения уделила главное, если не исключительное, внимание минералогии меднорудного тела и его структуре, все же данные ее по взаимоотношению пород кажутся весьма убедительными потому, что сопровождаются соответствующей документацией, относящейся к глубоким горизонтам месторождения, вскрытым эксплуатационным карьером в 40-х годах, т. е. после изучения, проведенного автором.

Так, в глубоких горизонтах Газизова показала в контактовой зоне по бортам карьера не только ксенолиты окварцованных гранодиорит-порфиров, включенные в окварцованные риолиты, но и ряд апофиз

последних, проникших в гранодиорит-порфиры главным образом по «коническим кольцевым трещинам» (Газизова, 1957, стр. 43—45). Ксенолиты, как утверждает Газизова, встречаются и в апофизах. Размеры их — от мельчайших обломков до огромных глыб. «Очень хорошо видно, — говорит Газизова об одном таком ксенолите размером 12×20 м, — как он погружен в массу эффузивных порфиров, которые окружают его со всех сторон» (стр. 46), но, каково направление флюидалности по отношению к нему, она ничего не сообщает.

Ни в статье 1948 г., ни в работе 1957 г. Газизова ничего не говорит об ориентировке реликтовой флюидалности в окварцованных экстру-

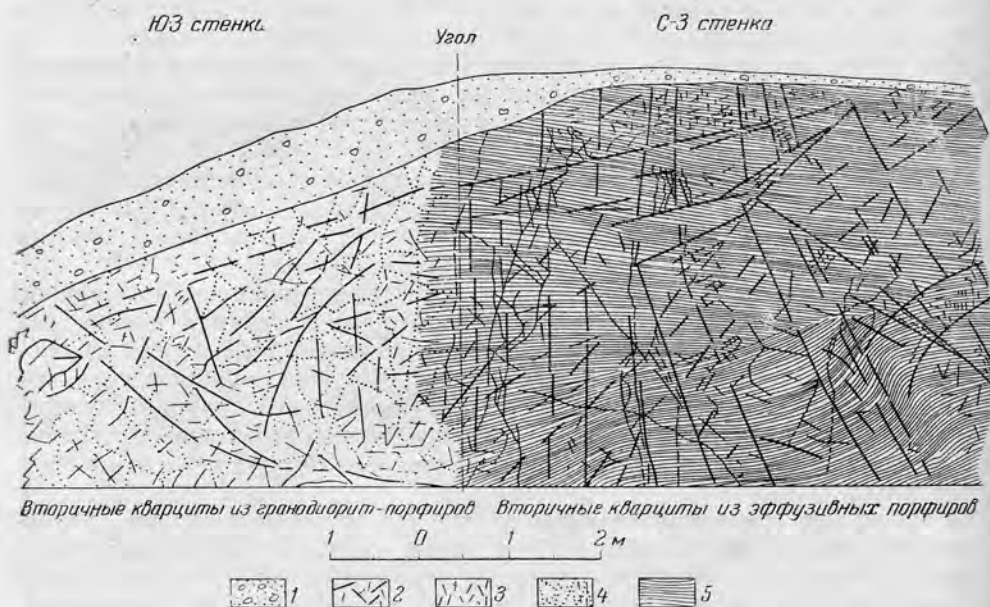


Рис. 27. Зарисовка разноса на месте скв. 105

1 — наносы; 2 и 3 — трещины отдельности; 4 — прожилки кварца; 5 — реликтовая флюидалность

зивах и не упоминает, что ранние исследователи месторождения картировали ее и находили, что флюидалность имеет направление северо-западное — юго-восточное, т. е. несогласное с представлением о кольцевой дайке (Наковник, 1937, стр. 35 и табл. XXIV).

Далее К. С. Газизова заостряет внимание на давно известном факте глубокого погружения риолитов «на участках, непосредственно окаймляющих рудное тело». «Здесь они не имеют покровного характера, — говорит Газизова, — и самые глубокие скважины (270 м), пробуренные по периферии рудного тела, были остановлены в корневой части эффузивов» (стр. 42). «Корневая часть, — продолжает К. С. Газизова, — имеет в плане подковообразное очертание, близкое к кольцевому, и мощность ее в среднем 150—250 м». Надо заметить, что «глубоко опущенные окварцованные эффузивные порфиры» рассматривались прежде как нижние горизонты мощной лавовой толщи, интродуцированной крутым штоком гранодиорит-порфиров». В корневой части по керну скв. 42 на глубине 60 м наблюдалось косое наслоение одного лавового покрова на другой (Наковник, 1937).

К. С. Газизова (1957, стр. 53) наблюдала, «как нижние горизонты, сложенные кварцитами из эффузивов, по мере поднятия вверх переходят непосредственно в ближайшие кольцевые гряды сопков (т. е. в окварцованные риолиты) и там, где эффузивные порфиры ложатся

горизонтально непосредственно на гранодиорит-порфиры, последние в контакте каолинизованы».

К. С. Газизова считает (стр. 53), что кварцевые порфиры (риолиты — Н. Н.), превращенные впоследствии во вторичные кварциты, окаймляющие рудное тело и уходящие на большие глубины, надо рассматривать как «первично-экструзивную породу, заполнившую конически-кольцеобразную полость в последнюю стадию деятельности магматического очага. К моменту излияния магмы, давшей эффузивные порфиры, гранодиорит-порфиры не только полностью консолидировались, но и обнажились».

Трудно не согласиться с аргументацией К. С. Газизовой в отношении более позднего внедрения и излияния риолитов и надо считать,

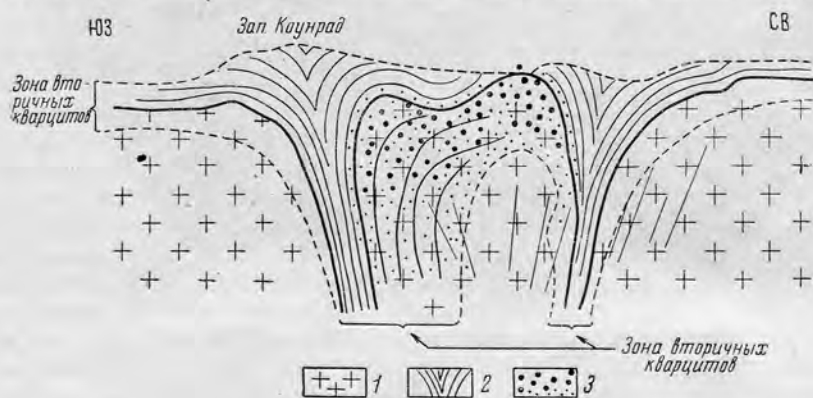


Рис. 28. Схематический геологический разрез медного месторождения Коунрад (по К. С. Газизовой, 1957 г.)

1 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 2 — эффузивные кварцевые порфиры кольцевой дайки; 3 — медное оруденение

что в Коунрадском массиве проявлены геоморфологические и геолого-структурные черты денудированного вулканического аппарата, в жерловой или околожерловой фации которого и произошло отложение первичных сульфидных руд и образований вторичных кварцитов. С этими геологическими чертами, которые рассмотрены выше, согласуются петрографические и минералогические черты, которые будут описаны ниже.

Представления К. С. Газизовой о геологической структуре Медного Коунрада можно видеть на рис. 28.

Породы и минералы

Массив Коунрад оказался первым массивом вторичных кварцитов, подвергшимся углубленному минералого-петрографическому изучению с применением точных методов исследования. Особенно детально были изучены вторичные кварциты и составляющие их минералы. Большая часть последних подтверждена рентгенометрически, а показатели преломления определены на ориентированных разрезах в монохроматическом свете.

Основной особенностью литологии Коунрадского массива является весьма широкое развитие гидротермально- и супергенно-измененных пород, составляющих 90% всей его площади без ближайшего подножия.

Гидротермально-измененные породы представлены почти исключительно вторичными кварцитами. Они занимают большую площадь, чем супергенно-измененные породы. Исходные породы их — экструзивные риолиты, гранодиорит-порфиры и отчасти диоритовые порфириты.

Гидротермальные процессы сильно изменили вид пород, но все же основные петрографические черты их восстанавливаются при внимательном осмотре без особых затруднений по реликтовым структурам и

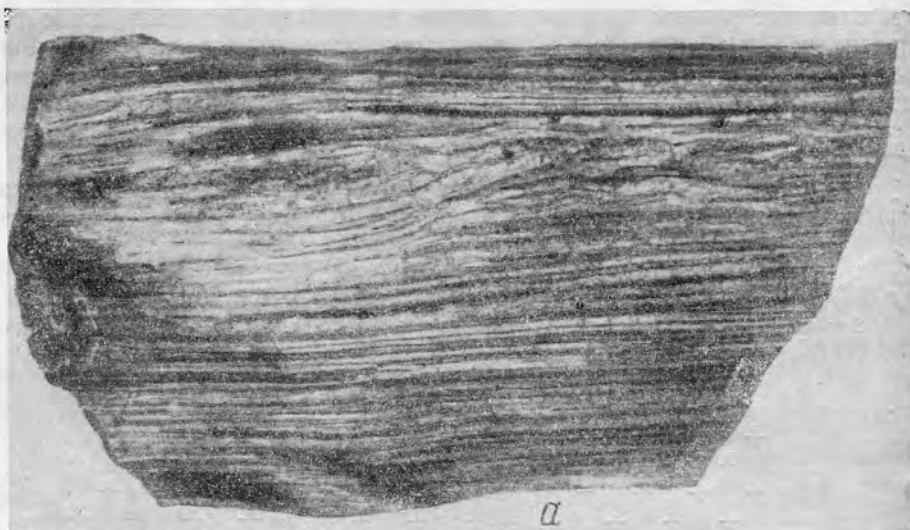


Рис. 29. Вторичные кварциты (массив Коунрад)
 а — штуф серицитового вторичного кварцита из тонкофлюидального полосчатого риолитового порфира (в нат. вел.); б — вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Характер интенсивного проявления кварцевой жилковатости (в нат. вел.)

реликтам минералов. Так, внешний вид вторичных кварцитов из риолитов достаточно легко отличим от вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров по совокупности следующих характерных признаков (рис. 29): реликтовой флюидальной полосчатости, плотности и отсутствию крупных вкрапленников кварца, реликтовых контуров выделе-

ний полевого шпата и сетки мелких и преобладающе в той или иной степени рудоносных жилок кварца, характерных для вторых.

По реликтовым структурам видно, что в толще неизменных риолитов были флюидально-полосчатые, сферолитовые, литофизовые, стекловато-перлитовые, пузыристо-пемзовые, пирокластовые и даже грубые агломератовые лавы. Последние четыре разновидности характеризуют наружный край кольцевого хребта — кольцевой дайки.

Внешние вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров кажутся менее кварцитовыми и менее плотными, чем вторичные кварциты из риолитов. Среднее содержание видимого кварца в первых 40%, а во вторых 60%. Специальное определение пористости тех и других из гипогенной зоны (глубина 60—210 м) показало, что первые обладают пористостью, значительно большей, чем вторые, и она в несколько раз выше, чем в исходных породах. Наиболее заметной особенностью вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров является сложная штокверковая жилковатость, которая выражена сетью мелких ветвящихся кварцевых жилок, выполняющих тонкую трещиноватость. Эта жилковатость наблюдается в виде ребристых выступов на отпрепарированной выветриванием поверхности обнажения (рис. 29 б). Мощность жилкок измеряется долями миллиметра, миллиметрами и редко достигает 3—5 см.

В одном месте Юго-Западного лога, вблизи гранитов кварцевые жилки так часты, а промежутки между ними из обычных вторичных кварцитов так ничтожны, что весь штокверк кажется здесь мощной кварцевой жилкой, выступающей над окварцованными гранодиорит-порфирами.

В непосредственном контакте вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров с вторичными кварцитами из риолитов кварцевые жилки переходят во вторые, но быстро затухают на расстоянии 1—2—3 м от контакта.

Характерно, что штокверковая жилковатость не связана с мелкими и крупными трещинами отдельности. Жилки не идут по этим трещинам.

Таким образом, штокверковая кварцевая жилковатость, присущая почти исключительно гранодиорит-порфирам, возникла не только после затвердевания этих пород, но и риолитов, по крайней мере их приконтактовой зоны, и изменение тех и других во вторичные кварциты происходило, может быть, одновременно с образованием жилкок.

Изучением закономерности распространения кварцевых жилкок в рудном теле месторождения Коунрад, как и в других меднопорфировых месторождениях, никто не занимался, и генезис тонкой трещиноватости, которая привела к образованию ветвистых мелких жилкок (рис. 30), до сего времени не выяснен. Обязано ли ее возникновение усадке вкрапленников кварца при переходе высокотемпературной его модификации в низкотемпературную, как полагал Локк (Locke, 1933), или большой сложной кривизне интрузивного тела, или другим причинам, не ясно.

Касаясь мелкой штокверковой трещиноватости, по которой развивалась сеть кварцевых жилкок, нельзя обойти молчанием трещины отдельности, проявленные во вторичных кварцитах. На эти трещинки и обратила внимание Газизова, хотя по ним не формировались ни квар-

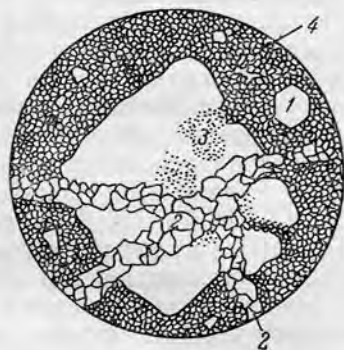


Рис. 30. Вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. $\times 15$

Остаточный кварц-вкрапленник, разбитый жилками кварца; части вкрапленника не передвинуты — угасание одновременное
1 — вкрапленник кварца; 2 — жилки вторичного кварца; 3 — серицит; 4 — кварц с серицитом (схв. 130, глубина 55—56 м)

цевые, ни рудные жилки. Обработка наблюдений привела К. С. Газизову к выводу, что в пределах рудного тела и его вмещающих пород проявлены три генетических комплекса трещин отдельности: два дорудные (региональный и локальный) и послерудный.

Региональный комплекс «вызван широтно ориентированным тангенциальным стрессом, сопровождавшим интрузию и формирование гранодиоритов» (Газизова, 1957, стр. 38). Он проявлен не только на месторождении, но и в аналогичных породах всего Коунрадского района. В этом комплексе преобладают «меридиональные трещины сжатия, затем широтные трещины разрывов и, наконец, диагональные трещины скалывания».

Локальный комплекс проявлен только в рудном теле и по мере удаления от него затухает. Этот комплекс отличается от регионального и по простиранию и по падению трещин — «они всегда падают в сторону рудного тела» и простирание их остается параллельным контакту с «кольцевой дайкой». В плане «локальные» трещины имеют «кольцеобразное расположение», «характеризуются гладкими стенками» и даже «зеркалами скольжения с вертикальной штриховкой, тектоническими брекчиями и глинками притирания» (Газизова, 1957, стр. 36). По К. С. Газизовой, эта «крутопадающая система конически-кольцевых трещин накладывается на региональные, является дорудной и связана с тектоническими напряжениями, предшествовавшими и сопровождавшими излияние эффузивных порфиров» (риолитов — Н. Н.). «Основная масса крупных глубоко уходящих кольцеобразных трещин, — сообщает Газизова (стр. 34—40), — сыгравших существенную роль в рудоотложении и формировании многочисленных трещин в гранодиорит-порфирах рудного поля, позднее залеченных сетью кварцевых жил, возникла одновременно с излиянием порфиров». Рассматривая кольцевую дайку риолитовых порфиров как подводящий канал, по которому поднялась магма, Газизова считает, что именно по «конически-кольцевой системе трещин поднялись из магмы кремнекислые растворы и рудоносные флюиды» (стр. 110). Надо только удивляться, что по этим кольцеобразным трещинам, служившим основными путями движения кислых гидротерм, не образовались жилки кварца, как они образовались по сопряженным генетически связанным с кольцевыми трещинами — трещинам штокверка. Более того, К. С. Газизова не отмечает по кольцевым трещинам никаких минеральных изменений или минеральных выполнений, как это бывает по рудопроводящим каналам, осложненным «брекчиями дробления и глинками притирания». По мнению автора, если и существует система дорудных кольцевых трещин на Коунраде, то она характеризуется иначе, а не «зеркалами скольжения» и не неизменными брекчиями и глинками притирания, характерными скорее для послерудных и вообще современных нарушений.

Минералогия вторичных кварцитов Коунрадского месторождения изучена еще в 1934—1935 гг. и к списку установленных тогда минералов новых почти не прибавилось.

Во вторичных кварцитах Коунрада насчитывается около 22—25 минералов, из которых наиболее распространенными являются кварц и серицит. Для показания значения отдельных минералов в составе этих пород, изученных по 3500 шлифам, приводим специальную таблицу с отдельными графами для вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров и из риолитовых порфиров (рис. 31).

Все минералы, за небольшим исключением, относятся к группе вторичных гипогенных. К этому исключению относятся пять минералов: два реликтовых и три супергенных. Реликтовыми минералами, сохранившимися от исходных пород, являются кварц базиса и вкрапленника, а также циркон, которые остаются неизменными, а очень часто и неперекристаллизованными. Супергенная зона вторичных кварцитов

характеризуется оптически отрицательным каолиновым минералом каолинитом, замещающим серицит, и ярозитом и лимонитом, замещающими пирит. Все три минерала относятся скорее к примеси, из них только лимонит является почти постоянным минералом. Каолинит развит шире во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров, нежели во вторичных кварцитах из риолитов. Причину этого можно видеть в низком гипсометрическом положении первых и большей пористости

	Вторичные кварциты	
	из гранодиорит-порфиров	из риолитовых порфиров
<i>Гипогенные минералы</i>		
Хлориты	
„Глинистые“ минералы	————	
Кварц	————	————
Рутил
Пирит
Сульфиды Cu, Mo, As, Zn, Pb
Серицит	————	————
Мусковит	
Пирофиллит		————
Диккит	
Турмалин
Дюмортьерит	
Топаз	
Андалузит	————
Карунд		————
Диаспор	
Алунит	
Барит	
<i>Реликтовые минералы исходных пород</i>		
Кварц
Циркон
<i>Супергенные минералы</i>		
Каолинит
Ярозит
Лимонит и гидрогематит

Частота встречаемости показана горизонтально: 1 — значительное содержание минерала (30–60%); 2 — небольшое содержание (меньше 30%); 3 — незначительное содержание (примеси)

Рис. 31. Минеральный состав вторичных кварцитов месторождения Коунрад
1 — значительное содержание минерала (30–60%); 2 — небольшое содержание (меньше 30%); 3 — незначительное содержание (примеси)

их, что благоприятствовало более интенсивному сернокислотному выветриванию.

Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров характеризуются небольшим числом гипогенных минералов, тогда как вторичные кварциты из риолитов характеризуются едва ли не всеми минералами, присутствующими этому комплексу. В первых отсутствуют или почти отсутствуют андалузит, корунд, диаспор и пирофиллит, весьма характерные для вторых, а также барит, алунит, топаз, диккит, мусковит и дюмортьерит, но присутствуют хлориты и глинистые минералы, отсутствующие во вторых. Во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров, особенно рудного тела, чаще, чем в окварцованных риолитах, встречаются сульфиды Cu и Mo.

В перечне гипогенных минералов заменены «глинистыми минералами» опал и халцедон, фигурировавшие в таблице, составленной автором в 1937 г., и характерные только для глубинной зоны вторичных кварцитов, переходной к пропилизированным гранодиорит-порфирам. Замена сделана потому, что в этой зоне вместе с пиритом, опалом и халцедоноподобным минералом встречаются серицит, каолиновый минерал и некоторые другие низкодвупреломляющие и слабо преломляющие минералы, которые не уточнены. Весьма возможно, что комплекс этих глубинных минералов во главе с опалом, подлежащим уточнению, являются комплексом глинистых минералов гидротермальной аргиллизации, впервые описанной Шварцем (Schwartz, 1947) для месторождений «porphyry-copper» в 1947 г. и впервые вообще только в 1940 г. (Наковник, 1957).

Главными минералами вторичных кварцитов являются четыре постоянных минерала: рутил, пирит, встречающиеся в виде примесей, кварц и серицит, слагающие основную массу пород.

Содержание серицита во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров заметно выше, чем во вторичных кварцитах из риолитов. В первых по микроскопическим подсчетам оно составляет 50—55%, а по химическим анализам 40—45%, а во вторых 30—35% (Наковник, 1937, стр. 122). Поэтому, а также по причине повышенного содержания кварца последние имеют более кварцитовый облик, чем вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров, несмотря на их кварцевую жилковатость. Специальные химические анализы серицита на содержание в нем щелочей показали, что серицит, замещающий полевые шпаты основной массы гранодиорит-порфиров, существенно калиевый, а замещающий плагиоклазы-вкрапленники — калиево-натровый. Серицит встречается главным образом в виде агрегатных псевдоморфоз, замещающих первичные минералы, а также в виде рассеянных скоплений и очень редко образует самостоятельные жилки. В этих серицитовых псевдоморфозах и скоплениях почти всегда присутствует тонкодисперсный вторичный кварц видимый или скрытый.

Кварц встречается во вторичных кварцитах в виде остаточного кварца, особенно заметного в окварцованных гранодиорит-порфирах, и в виде вторичного роговикового кварца. Последний развит в форме агрегатных скоплений, жилок и в смеси с серицитом, замещающим первичные минералы. Помимо видимого кварца, различного макроскопически и под микроскопом, имеется еще в заметном количестве и скрытый в серицитовом войлоке псевдоморфоз. Он установлен во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров и содержание его, по данным рентгенометрического и химического анализов, 10—11% (Наковник, 1937, стр. 122).

Рутил встречается в виде мельчайших зерен, образующих скопления, которые вместе с другими вторичными минералами развиваются по первичным темноцветным минералам, и ни разу не обнаружен в жильной форме. Содержание его в породе около 1%.

Содержание пирита несколько выше (около 2%), чем рутила и он более заметен во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров, более богатых Fe, чем риолиты. Встречается в рассеянной форме, скоплениями на фоне фемических минералов в кварцевых жилках и редко образует самостоятельные жилы. Весьма возможно, что так называемая «Железная сопка» на Северном Коунраде (в северном борту Восточного лога), представляющая с поверхности массу бурых железняков, является одним из немногих блоков в зоне сильного гидротермального изменения, в котором жильная и рассеянная пиритизация достигла максимума. Пирит встречается в форме куба, тетраэдра, пентагонального додекаэдра и октаэдра. Отмечено, что первые две формы присущи серицитовым кварцитам из гранодиорит-порфиров, а последние встречаются

в серицито-андалузитовых и андалузитовых корундоносных кварцитах (рис. 32).

Характерную особенность вторичных кварцитов из риолитов составляет присутствие в них высокоглиноземистых минералов: корунда, диаспора и андалузита, особенно последнего. Содержание его в породе достигает 30—50%, а местами даже 80% при среднем содержании около 10% для всей площади развития андалузита. Высокое содержание андалузита установлено на южной окраине кольцевой гряды Северного Коунрада на глубине 60 м, т. е. в корневой части кольцевой дайки. Андалузит встречается в форме рассеянных скоплений, редко в форме псевдоморфоз по первичным минералам и очень редко в жильной форме. Часто встречается в сочетании с рутилом, пиритом, серицитом, диаспором и корундом. Последние два относятся к числу малораспространенных минералов и содержание их небольшое — максимум 10—20%. Прочие минералы: алунит, барит, турмалин и топаз встречаются редко, а дюмортьерит обнаружен один раз в кварцевой жилке. Для характеристики форм нахождения гипогенных минералов вторичных кварцитов Коунрада приведена диаграмма (рис. 33).

Рудные минералы вторичных кварцитов гипогенной зоны — сульфиды Cu, Mo, As и Zn, из которых наиболее распространен халькопирит, встречаются в рассеянной и жильной форме. Жилки присущи главным образом окварцованным гранодиорит-порфирам из сердцевинной кольцевой дайки, а в окварцованных риолитах встречаются только в контактовой зоне с рудным телом. Содержание их по мере удаления от сердцевинной падает.

Как следует из сказанного и из диаграммы (см. рис. 31), вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров представлены в гипогенной зоне одним серицитовым типом. Они характеризуются кварцем, серицитом, пиритом и рутилом, составляющими группу почти одновременных, равновесных минералов. Если отвлечься от кварцевых жилок штокерка, представляющих жилки выполнения, то в серицитовом типе не наблюдалось чисто кварцевого типа метасоматитов — монокварцитов, которые встречаются во вторичных кварцитах из риолитов.

На переходе гранодиорит-порфиров в серицитовые вторичные кварциты почти везде по скважинам прослеживается узкая переходная зона значительного развития неуточненных глинистых минералов (так называемого «опала») совместно с гипогенными сульфидами, которая, возможно, является зоной гидротермальной аргиллизации, подобной на месторождениях «porphyry copper» Castle Dome, Morenci, San Manuel в Аризоне и др. (Schwarz, 1947).

Переход гранодиорит-порфиров во вторичные кварциты лучше всего наблюдается на глубине по скважинам. По скважинам же прослеживается и постепенный переход первых в гранодиориты (рис. 34). Так, нормальные крупнозернистые гранодиориты — они слегка порфировидны — переходят из нижних горизонтов кверху в ясно порфировид-

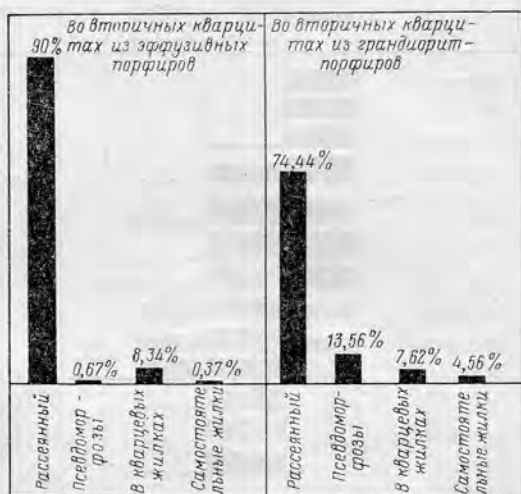


Рис. 32. Распространение пирита во вторичных кварцитах месторождения Коунрад

ные гранодиориты и далее в невадитовые гранодиорит-порфиры, в которых выделяются крупные вкрапленники роговой обманки, кварца и зонального плагиоклаза (ядро — андезин, а края олигоклаз — альбит и ортоклаз). По мере перехода вверх появляется пропилитовое изменение: роговая обманка и биотит замещаются вторичным мелкочешуйчатым биотитом, хлоритом, рутилом и пиритом, магнетит переходит в пирит, а плагиоклаз — в монокристалл альбита, испещренный эпидотом, серицитом, а иногда и карбонатом. Еще выше начинается сильное развитие серицита с появлением глинистых минералов и, наконец, следуют нормальные серицитовые вторичные кварциты с пиритом. Переход от пропилитизированных пород к вторичным кварцитам происходит в интервале 10 м, тогда как зона пропилитизации с пиритом, за которой начинаются свежие гранодиорит-порфиры, растягивается до 110 м. Зона окварцованных и серицитизированных пород в сердцевине кольцевой дайки идет вглубь до 400 м, а возможно, и значительно глубже, особенно в юго-западной части рудного тела.

минералы	Формы нахождения				Типичные окислы и элементы
	Явные псевдоморфозы	Скопления не имеющей видимой связи с жилками	Рассеянность	Жилки	
Ярозит	■				OH и SiO ₂
Опал	■				
Халцедон	■				
Каолинит	■				
Серицит-мусковит	■				
Рутил	■				
Кварц	■				
Диаспор	■				
Андалузит	■				
Пирит	■	■			
Корунд	■	■			
Пиррофиллит	■	■			
Алунит	■	■			
Барит	■	■			B и F
Дюмортьерит	■	■			
Топаз	■	■			
Турмалин	■	■			

Рис. 33. Диаграмма частоты проявления разных форм минералов во вторичных кварцитах месторождения Коунрад. Составил Н. И. Наковник, 1934 г.

Глубина распространения окварцевания и серицитизации, а следовательно, и халькопиритизации гранодиорит-порфиров осталась неизвестной потому, что, как говорит К. С. Газизова (1957, стр. 69), «проходка глубоких скважин прекращалась по выходе их из зоны вторичного обогащения, т.е. промышленных халькозиновых руд, где начинались первичные сульфиды. В большинстве случаев скважины остановлены, не доходя до первичных сульфидов». Немного нового получено и при разбуривании глубоких горизонтов в 1955—1956 гг. Бурение проводилось до глубины 400 м, в результате несколько увеличились запасы промышленных руд, но не был подсечен нижний горизонт зоны первичных халькопиритовых руд. Вертикальная мощность зоны вторичных кварцитов из риолитов над меднорудным телом была, вероятно, около 400—500 м, а мощность в горизонтальном срезе корневой части определяется толщиной корня и, по данным К. С. Газизовой, составляет 150—250 м. Вероятно, на всю свою мощность и вглубь на 400—500 м корень претерпел сильное гидротермальное изменение.

Вторичные кварциты из риолитов занимают площадь около 5 км², в два с половиной раза большую, чем вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров. В основном они представлены серицитовым типом, аналогичным вторичным кварцитам из гранодиорит-порфиров, но без или почти без заметной кварцевой жилковатости. По мере приближения

к внутренней поверхности кольцевой конической дайки — к сердцевине, занятой измененными гранодиорит-порфирами, в окварцованных и серицитизированных риолитах уменьшается содержание серицита, но увеличивается содержание кварца и появляется андалузит. Количество последнего увеличивается, чаще всего вблизи контакта, до 20—40%.

		Минеральные типы-фации		Минеральный состав: минералы парагенезиса обозначены прямым шрифтом			
Риолиты	500-600 м	Серицитовые кварциты		Кварц Рутил Пирит	Серицит		
		Андалузито-серицитовые кварциты		Кварц Рутил Пирит	Серицит Андалузит		
		Серицито-андалузитовые кварциты с телями андалузитовых кварцитов		Кварц Рутил Пирит	Серицит Андалузит Корунд, диаспор, топаз, диккит, алузит, халькопирит, молибденит		
Гранодиорит-порфиры	500 м	Меднорудный штокверк	"Богатырь соргег" тонкая кварцевая эвгма-ватность	Серицитовые кварциты		Кварц Рутил Пирит	Серицит Халькопирит Энргит Молибденит
				Аргиллизированные породы		Кварц Рутил Пирит	Серицит, глинистые минералы, халькопирит
		Меднорудное тело — сердцевина	Плопитизированные породы		Эпидот Хлорит Рутил	Альбит Пирит	
			Первичные породы		Андезин Ортоклаз Кварц Рогов обманка Биотит	Магнетит Апатит	

Рис. 34. Зональность минеральных типов-фаций гидротермально-измененных пород по вертикальному разрезу через меднорудное тело — сердцевину кольцевой дайки Северного Коунрада. Составил Н. И. Наковник, 1958 г.

Таким образом, в плане вырисовывается нечто в роде контактового ореола (см. рис. 26), в котором среднее содержание андалузита равно, по данным специального опробования, 10—15% (Наковник, 1936, стр. 988; Богатырев, 1941), а общая площадь распространения составляет 2 км².

По мере вытеснения серицита растет величина зерен минеральных компонентов вследствие собирательной перекристаллизации, что особенно заметно на рутиле и кварце, более всех увеличивающихся в раз-

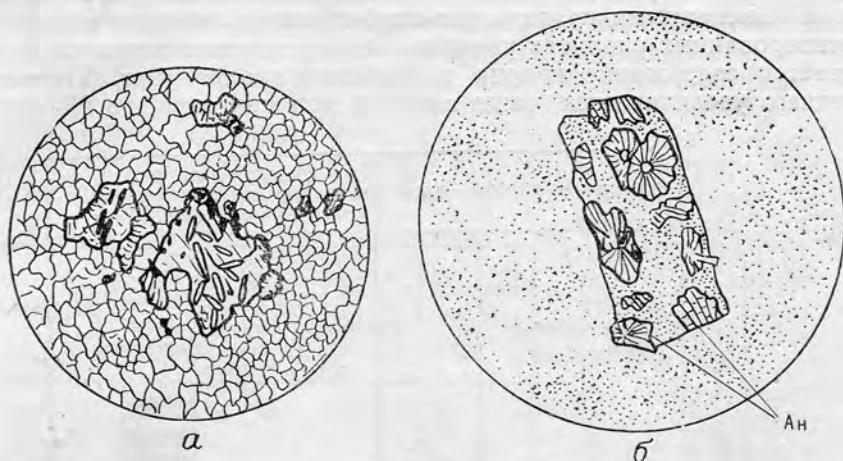


Рис. 35. Серицито-андалузитовый вторичный кварцит из риолитового порфира (массив Коунрад)

а — Развитие корунда на фоне андалузита. Крупные ксеноморфные зерна — андалузит, вытянутые идиоморфные зерна — корунд и черные — рутил. Основной фон — вторичный кварц и серицит ($\times 25$). *б* — Псевдоморфозы замещения плагиоклаза андалузитом (рельефный лучистый) и серицитом (точки). Основная масса: вторичный кварц и серицит. $\times 40$

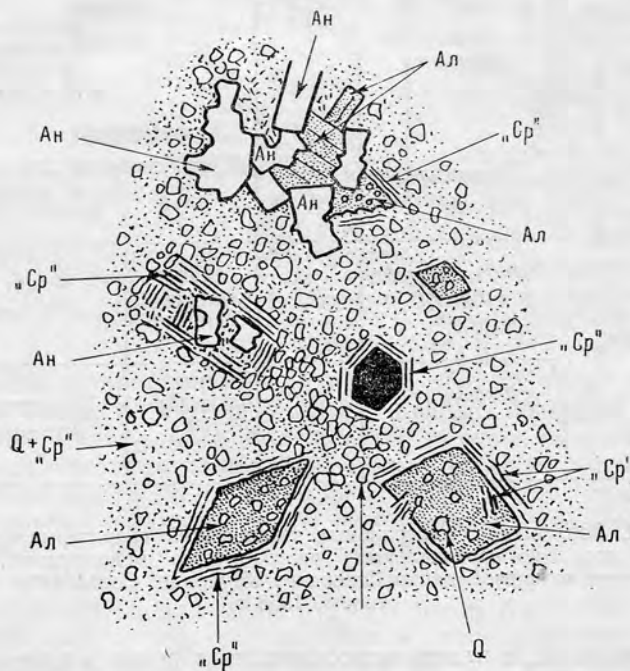


Рис. 36. Серицито-андалузито-алузитовый вторичный кварцит из риолитового порфира ($\times 40$)

Характер развития и взаимоотношения минералов. «Ср.» — «серицит». Q — кварц, Ан — андалузит, Ал — алузит, крупный черный шестиугольник в центре — пирит.

мерах. Одновременно затушевывается четкость серицитовых псевдоморфоз, которые «расплываясь» превращаются в пятнистые скопления из редких серицитовых чешуек. К ним обычно и приурочен андалузит, а к нему (ближе к рудному телу) прибавляются пирофиллит, диккит, топаз, алунит, барит, диаспор и корунд. Последний характерен для вторичных кварцитов с повышенным содержанием андалузита. Он развивается или на фоне андалузита в пределах его пластинок (рис. 35а), или самостоятельно в сочетании с андалузитом, рутилом, диаспором, пирофиллитом и серицитом.

Андалузит никогда не образует самостоятельных псевдоморфоз по первичным минералам, но образует их совместно с серицитом (рис. 35б) и кварцем и очень редко с одним кварцем. В псевдоморфозах по темновым компонентам прибавляются еще рутил, пирит, а иногда и диаспор. Обычная форма нахождения андалузита в кварцитах — это рассеянные скопления в сочетании с другими минералами. Они интерпретируются как «распльвишиеся» псевдоморфозы, что легко устанавливается под микроскопом. Взаимоотношение андалузита с серицитом сложно; в одних местах они кажутся одновременно равновесными — андалузит не разъедается серицитом (рис. 35б), в других — андалузит кажется вытесняющим серицит, а в третьих — он явно разъедается серицитом. По отношению к пириту андалузит идиоморфен — агрегаты пирита цементируют андалузитовые зерна. Ассоциирующиеся с андалузитом алунит и барит резко ксеноморфны не только по отношению к андалузиту, но и к вторичному кварцу и серициту. Ромбики алунита, выросшие в базисе, включают в себя вторичный кварц и облекаются пластинками «серицита» (рис. 36). Отношение диккита к андалузиту неясно. Пирофиллит же, тяготеющий к высокоглиноземным минералам, особенно к диаспору, ксеноморфен к ним и к кварцу и окаймляет пиритовые зерна. Представление о взаимоотношении минералов в различных парных комбинациях хорошо видно на рисунках 36, 37.

Если следить по петрографическим разрезам через ряды скважин, то видно, что при переходе от измененных гранодиорит-порфиров сердцевинной кольцевой дайки к кварцитам из риолитов, в последних почти внезапно появляется значительная концентрация андалузита часто с примесью корунда, диаспора и прочих вышеуказанных минералов. Содержание его к внешней зоне уменьшается до почти полного исчезновения на расстоянии 300 м, а в отдельных местах и до 500 м от контакта.

Андалузит в приконтактной зоне появляется иногда и во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров, но без примеси корунда, диаспора, пирофиллита и алунита. Значительная минерализация андалузита не всегда приурочена к самому контакту, часто она встречается вдали от него. Но общая тенденция к затуханию андалузитоносности в горизонтальном срезе месторождения при удалении от меднорудного тела хорошо видна на разрезах. Обеднение андалузитом наблюдается и на прослеженную скважинами глубину 200 м. Содержание андалузита неравномерно по всему ореолу его рассеяния: меньше на восточном участке, примыкающем к меднорудному телу, и больше на северо-западном, южном и особенно на юго-западном.

В общем, в серицитовых кварцитах выделяется мощная зона андалузито-серицитовых, а ближе к контакту серицито-андалузитовых и андалузитовых корундоносных кварцитов. Последние характеризуются тем же четырехкомпонентным парагенезисом почти одновременных минералов: кварц + андалузит + рутил + пирит, что и серицитовые вторичные кварциты с той лишь разницей, что в них серицит почти или нацело вытеснен андалузитом. В андалузитовых корундоносных кварцитах мы видим все признаки зарождения позднейшей и самой внутренней фации — корундовой.

Все сказанное о зональности минеральных типов — фаций гидротермально-измененных пород иллюстрируется схематическим вертикаль-

а

Тр	Дм	Ба	Ал	Дк	Пф	Дс	Ко	Ан	Ср	Пу	Q	
	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	Рутил
→	→	→	→			→		→				Кварц (Q)
					→							Пирит (Пу)
→	→	→	→	→		→	→	→				Серицит (Ср)
		→	→				→		→	→		Андалузит (Ан)
		→								→		Корунд (Ко)
		→			→							Диаспор (Дс)
		→										Пиррофиллит (Пф)
		→										Диккит (Дк)
		→										Алунит (Ал)
		→										Барит (Ба)
		→										Дюмортьерит (Дм)
		→										Турмалин (Тр)

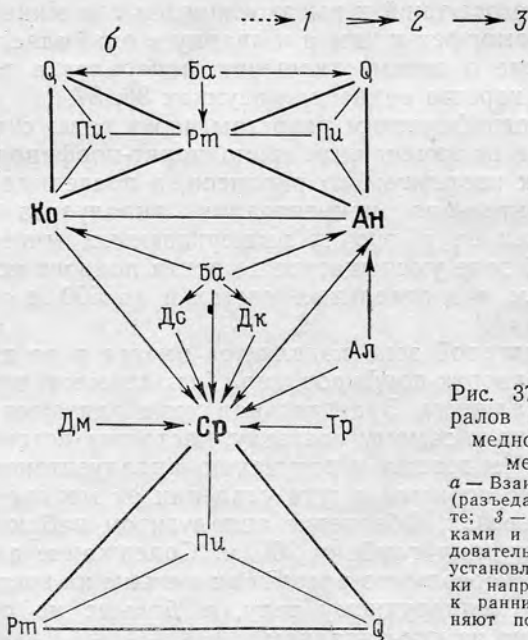


Рис. 37. Взаимоотношения минералов во вторичных кварцитах медно-молибдено-андалузитового месторождения Коунрад
 а — Взаимоотношения: 1 — замещение (разъединение); 2 — развитие в агрегате; 3 — цементация, рассечение жилками и включение; б — Общая последовательность минералообразования, установленная под микроскопом. Стрелки направлены от поздних минералов к ранним, линии без стрелок соединяют почти одновременные минералы

ным разрезом через сердцевину «кольцевой дайки», начиная с гранодиорит-порфирового «штока» и кончая периферией Северного Коунрада (см. рис. 34).

Химический состав вторичных кварцитов представлен в таблицах 12, 13 отдельно для вторичных кварцитов, образовавшихся из гранодиорит-порфиров и из риолитов. В таблицах приведены четыре анализа исходных пород, а также данные об удельных и объемных весах. Почти все анализы представляют состав пород гипогенной зоны без наложе-

Результаты анализов гранодиорит-порфиров «штока» и вторичных кварцитов из них

(в процентах)
(Месторождение Коунрад, глубинная зона)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	67,33	75,64	71,22	77,28	65,24	65,24	71,00
Al ₂ O ₃	16,40	13,25	18,14	13,20	20,06	19,37	16,78
Fe ₂ O ₃	1,99	0,63	1,25	1,13	0,87	1,11	1,00
FeO	1,58	1,06	0,32	0,50	1,25	0,50	0,72
TiO ₂	0,45	0,10	0,24	—	0,69	0,44	0,37
CaO	2,99	0,58	0,30	0,55	0,69	0,26	0,53
BaO	0,06	0,10	0,09	—	—	—	0,10
MgO	1,63	0,85	0,30	0,65	2,63	1,14	0,91
MnO	0,12	Следы	Следы	0,01	0,14	0,02	0,03
K ₂ O	1,97	2,80	2,96	3,46	3,64	4,82	3,53
Na ₂ O	3,71	Следы	Следы	0,31	0,12	0,84	0,25
+H ₂ O	0,92	2,03	3,77	1,67	1,85	3,33	2,53
-H ₂ O	0,50	0,14	0,33	0,05	0,47	0,42	0,28
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,16	—	—	—	0,12
SnO ₂	Следы	—	—	Следы	—	—	—
MoO ₃	Следы	—	—	—	—	—	—
S	-0,29	-1,32	-0,53	1,15	1,38	-1,05	1,09
B ₂ O ₃	0,14	0,92	0,67	—	0,58	—	0,43
F	0,04	0,09	0,03	—	—	—	—
Cl	0,03	0,05	0,08	—	—	—	—
CuO	0,09	0,81	0,09	0,39	0,19	0,68	0,53
Сумма	100,50	100,45	100,48	100,35	100,40	99,62	100,20
Уд. вес	2,68	2,76	2,64	2,73	2,74	2,58	2,67
Об. вес	2,64	—	2,55	2,47	2,67	2,21	2,47
Пористость	1,50%	—	3,41%	9,52%	2,55%	14,34%	7,47%

1. Среднее из трех анализов слабо пропилитизированных гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров Северного Коунрада — глубинная зона (из скважин, глубина 50—60 м)
2. Серicitовый вторичный кварцит, интенсивно пронизанный жилками кварца. Скв. 133, глубина 129—130 м. Юго-западная часть.
3. Серicitовый вторичный кварцит, но без жилок. Скв. 110, глубина 112—113 м, западная периферия «интрузивного штока».
4. Серicitовый вторичный кварцит с жилками кварца. Скв. 127, глубина 207—208 м. Северная периферия рудного тела.
5. Серicitовый вторичный кварцит с редкими жилками. Скв. 147, глубина 170—171 м, северная периферия «интрузивного штока».
6. Сильно пропилитизированный гранодиорит-порфир. Скв. 121, глубина 139—140 м, восточный конец рудного тела.
7. Среднее из данных граф 2, 3, 4, 5, 6.

Весовой минеральный состав в процентах по среднему химическому составу из граф 2, 3, 4, 5, 6: кварца 52, серицита 41,6, турмалина 4, пирита 1,6, рутила 0,4, халькопирита 0,4.

Результаты химических анализов риолитового порфира
и вторичных кварцитов из него

(в процентах)

(Месторождение Коунрад, глубинная зона)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	78,60	81,19	75,96	79,47	80,16		79,00
Al ₂ O ₃	13,63	11,29	13,72	13,40	12,68		12,70
Fe ₂ O ₃	0,67	0,98	1,70	2,68	1,26		1,65
FeO	0,45	0,18	1,74	0,10	0,32		0,56
TiO ₂	0,20	0,13	0,23	0,35	0,26		0,24
CaO	0,54	0,18	0,46	0,30	0,40		0,33
MgO	0,94	0,44	0,50	0,14	0,30		0,34
MnO	0,14	Сл.	0,05	Сл.	—		0,01
K ₂ O	2,44	2,81	2,51	0,70	1,74		1,94
Na ₂ O	1,14	0,25	0,54	0,05	0,76		0,40
+H ₂ O	1,19	1,60	0,94	0,68	1,16		1,10
-H ₂ O	0,23	0,08	0,22	0,10	0,11		0,21
CO ₂	—	—	—	—	—		—
P ₂ O ₅	—	—	0,07	0,04	—		0,05
BaO	0,04	—	0,08	—	—		0,08
SnO ₂	—	—	—	0,01	—		—
MoO ₃	—	—	0,01	—	—		—
S	0,02	0,97	1,31	2,12	0,69		1,27
B ₂ O ₃	—	—	0,16	0,28	—		0,22
F	—	—	0,02	0,03	—		0,02
Cl	—	—	0,05	0,02	—		0,03
CuO	—	0,02	0,04	0,08	0,13		0,08
Сумма	100,23	100,12	100,21	100,55	99,97		100,23
Уд. вес	2,68	2,71	2,73	2,75	2,71	2,83	2,74
Об. вес	2,59	2,69	2,70	2,72	2,70	2,73	2,70
Пористость	3,36%	0,74%	1,10%	1,10%	0,37%	3,53%	1,37%

1. Риолитовый частично измененный порфир из поверхностной зоны. Северный склон Северного Коунрада.
2. Серицитовый вторичный кварцит. Скви. 78, глубина 79,5—80,17 м. Южный склон Северного Коунрада, корневая часть «кольцевой дайки».
3. Серицитовый вторичный кварцит. Скви. 42, глубина 72,58—74,05 м. Западный Коунрад, корневая часть «кольцевой дайки».
4. Андалузито-серицитовый вторичный кварцит. Скви. 48, глубина 98,34—99,55 м. Южный Коунрад, шляпа дайки.
5. Серицито-андалузитовый вторичный кварцит. Скви. 147, глубина 60,07—61,31 м. Северный Коунрад. Северная корневая часть «кольцевой дайки», вблизи контакта вторичных кварцитов (из гранодиорит-порфиров) с рудным телом.
6. Андалузитовый вторичный кварцит. Скви. 30, глубина 79—80 м; корневая часть южной половины «кольцевой дайки».
7. Среднее из данных граф 2, 3, 4, 5, 6. Весовой минеральный состав (в процентах) по среднему химическому составу из граф 2, 3, 4, 5 следующий: кварца 68; серицита 23,3; андалузита 6,3; пирита 2; рутила 0,24 и халькопирита 0,2.

ния на них супергенного изменения. Образцы анализированных вторичных кварцитов взяты с Северного Коунрада; они представляют основные минеральные типы и притом из разных мест рудного тела, его периферии и окраин кольцевой гряды.

При просмотре таблицы обращает на себя внимание, во-первых, повышение содержания V_2O_5 во вторичных кварцитах против исходных пород, относящееся, вероятнее всего, к тонкодисперсному рассеянному турмалину, и, во-вторых, поведение содержания меди. Последнее весьма ощутимо в серицитовых вторичных кварцитах из риолитов и сильно повышается вблизи контакта с измененными гранодиорит-порфирами. Содержание меди в слабо пропилитизированных гранодиорит-порфирах, относящееся целиком к рассеянному халькопириту, сравнительно высокое — почти такое же, как в измененных риолитах на контакте с рудным телом, но в пределах последнего оно выше в 10 раз, особенно в юго-западной «корневой» части, откуда, по мнению К. С. Газизовой, устремились кверху растекавшиеся гидротермы.

Теперь рассмотрим супергенно-измененные породы месторождения.

Супергенное изменение ограничено уровнем грунтовых вод и приурочено к рассекающим массив Юго-Западному и Восточному логам, начинающимся в центральной части массива, непосредственно у рудного тела. Этому изменению подверглись все породы: вторичные кварциты, гранодиорит-порфиры и особенно широко и сильно крупнозернистые биотитовые граниты на пути стока с массива сернокислых вод, образовавшихся при выветривании сульфидов окварцованных пород.

Подобное изменение пород не наблюдается ни к югу и юго-востоку, ни к северу и северо-западу от массива, т. е. как раз там, где отсутствуют лог, где между вскрытыми эрозией рудным телом и гранитоидами имеются для стекающих вод препятствия в виде хребтов-барьеров из полосчатых плотных андалузито-серицитовых кварцитов. Подобное изменение не наблюдается и на значительном удалении от месторождения в направлении на север и юго-восток.

При сходном с гидротермально-измененными породами светлом облике, супергенно-измененные породы отличаются присутствием магнетита, переходящего в мартит, отсутствием сульфидов¹, высокой пористостью — от 7 до 30% и соответственно низким объемным весом — от 1,73 до 2,42 против 2,60—2,65 у неизмененных пород. Во многих местах встречаются и мягкие пелитовые рассыпающиеся от нажима пальцев породы, то белые, то окрашенные лимонитом и гидрогематитом. В большинстве случаев хорошо улавливаются реликтовая гранитовая или гранит-порфировая структура.

Супергенное изменение вторичных кварцитов из риолитов весьма незначительно и крайне ограничено, вероятно, потому, что они слагают повышенные части массива и более плотные, чем вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров.

Минеральный состав супергенно-измененных пород представлен, помимо реликтовых, устойчивых при выветривании минералов — кварца, циркона и отчасти магнетита и серицита, — опалом, каолинитом, нонтронитом, ярозитом, лимонитом, гётитом, гидрогематитом, а также продуктами окисления рудных сульфидов, обычных в зоне окисления рудного тела, и вторичных сульфидов, изредка встречающихся в жильной форме по трещинам каолинизированных вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров. Наиболее широко распространены и больше других обогащают породу каолинит и опал, замещающие полевые шпаты в гранитоидах и серицитовые псевдоморфозы во вторичных кварцитах.

¹ Они иногда присутствуют в жильной форме в зоне выщелачивания супергенно-измененных вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров, в которых присутствует также и пирит.

Лимонит, наиболее распространенный вместе с каолинитом и опалом, хотя и незначительный по содержанию, так сильно обогащает трещиноватые вторичные кварциты Железной сопки, что ее «лимонитовое поле» с бурыми железняками представляет типичную «железную шляпу», которая осталась неизученной и неразбуренной.

Трудно определить генетический тип каолинизации в зонах выщелачивания белых слаборудоносных гранодиорит-порфиров Восточного лога, в которых наряду с каолинитом и серицитом встречаются пирит и вторичные сульфиды. Вопрос этот остался невыясненным. Возможно, что это нормальный супергенный тип, в котором окисление пирита «запоздало» по сравнению с каолинизацией (Чухров, 1958).

Характер изменения химического состава исходных пород при их супергенном преобразовании в каолиновые породы виден из табл. 14.

Таблица 14

Результаты химических анализов супергенно-измененных
и исходных пород
(в процентах)
(Месторождение Коунрад)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	71,57	65,45	67,33	72,48	71,00	65,31
TiO ₂	0,39	0,37	0,45	0,35	0,37	0,58
Al ₂ O ₃	14,37	19,49	16,40	15,42	16,78	23,09
Fe ₂ O ₃	1,30	3,57	1,99	1,95	1,00	0,96
FeO	0,89	0,32	1,58	0,37	0,72	0,36
	—	—	0,12	0,04	0,03	0,01
CaO	1,35	0,02	2,99	0,45	0,53	0,35
MgO	0,55	0,37	1,63	0,58	0,91	0,33
K ₂ O	4,25	0,21	1,97	1,68	3,53	0,53
Na ₂ O	3,66	0,30	3,71	0,47	0,25	0,09
H ₂ O гигр.	0,19	2,16	0,50	1,82	0,28	0,70
П.п.п.	0,60	7,72	0,92	4,62	2,53	7,84
Сумма	99,12	99,98	99,59 ²	100,23	97,93 ¹	100,15
Уд. вес	2,65	2,53	2,68	2,59	2,67	2,54
Об. вес	2,60	1,96	2,64	2,19	2,47	2,05
Пористость	1,89%	22,53%	1,50%	15,50%	7,47%	19,33%

¹ Неполный химический состав: отсутствуют Ba 0,10%; P₂O₅ 0,12%; S 1,09% и CuO 0,53%.

² Неполный химический состав: отсутствуют BaO 0,06%; S 0,29%; Cl 0,03%; CaO 0,09%; P₂O₅ 0,13% и F 0,04%.

1. Гранит биотитовый. Южное подножие массива Коунрад.
2. Супергенно-измененный гранит состава: первичный кварц, каолинит, опал, мартит. Юго-западное подножие массива Коунрад (Юго-Западный лог).
3. Гранодиорит-порфир (среднее из трех анализов) состава: плагиоклаз, ортоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, апатит, магнетит. Массив Коунрад.
4. Супергенно-измененный гранодиорит-порфир (среднее из двух анализов) состава: первичный кварц, каолинит, опал, нонтронит, мартит. Северный Коунрад, Восточный лог.
5. Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров (среднее из пяти анализов) состава: кварц, серицит, рутил и сульфиды Fe и Si. Массив Коунрад.
6. Супергенно-измененные вторичные кварциты (среднее из двух анализов) состава: кварц, каолинит, рутил, «иллит». Массив Коунрад (Восточный лог).

Руды

Промышленными медными рудами Коунрадского месторождения являются главным образом вторичные, образовавшиеся при поверхностном изменении первичных гидротермальных руд, а потому они относятся к генетическому типу выветривания. Промышленные руды возникли в результате окисления медных сульфидов, в основном халькопирита — важнейшего рудного минерала глубинной зоны, и последующего отложения вторичных сульфидов.

Промышленное меднорудное тело размером 1000×200 м в эрозионном срезе приурочено к котлообразному логу, образовавшемуся на Северном Коунраде вследствие эрозионной разработки трещиноватой верхушки грибообразной экструзии измененных риолитов и залегающих под ними сильно трещиноватых пористых продуктов изменения гранодиорит-порфиоров. Оно сформировалось в трещиноватой апикальной части гранодиоритовой интрузии между внутренними стенками опрокинутого конуса кольцевой дайки риолитов и под грибообразной «шляпой» лав, прикрывшей интрузивный шток. Будучи сердцевиной этого толстостенного конуса, меднорудное тело представляет массивную сдавленную в северо-западном — юго-восточном направлении неправильную конусообразную залежь, опущенную хвостом вниз. Этот хвост из бедных халькопиритовых руд не подсечен буровыми скважинами, и насколько он уходит вглубь и как глубоко распространяются окварцевание, серицитизация и пиритизация, осталось неизвестным. Вертикальная протяженность рудного тела установлена скважинами только до глубины 400 м.

Оруденение не ограничивается только сердцевиной из гранодиорит-порфиоров, оно захватывает и соприкасающиеся с ними окварцованные риолиты, но по удаленности от контакта быстро затухает. «Остальная же площадь, расположенная за пределами «кольцевой дайки» и сложенная теми же гранодиорит-порфирами, — говорит К. С. Газизова (1957, стр. 56), — не имеет каких-либо значительных признаков медного оруденения».

По форме нахождения рудных минералов металлическое оруденение Коунрада относится к прожилково-вкрапленному типу. Каких-либо тел сплошных сульфидов не обнаружено.

В рудном теле хорошо выражена вертикальная вторичная зональность минерализации. К. С. Газизова (1957) указывает следующие основные зоны: верхнюю — окисленную мощностью до 60 м, среднюю — смешанных руд мощностью до 50 м и нижнюю — вторичного сульфидного обогащения мощностью до 270 м, за которой следует зона бедных первичных гидротермальных руд, мощность которой неизвестна. Кроме того, выделяется еще крайне невыдержанная зона выщелачивания мощностью до 30 м, которая встречается в виде отдельных карманов в зоне окисления и даже вторичного обогащения.

В зоне окисления, по данным К. С. Газизовой, наблюдаются следующие вторичные минералы, перечисляемые группами в порядке их распространенности:

1. Широко распространенные: каолинит, опал, лимонит, малахит, брошантит.
2. Ограниченно распространенные: ярозит, азурит, халькантит, цианотрихит, хризокolla, медно-марганцевая смоляная руда.
3. Мало распространенные: нонтронит, гидрогематит, гётит.
4. Редкие: гематит, мелакоцит, куприт, атакамит, самородная медь.

Для зоны выщелачивания весьма характерен ярозит.

Зона вторичного сульфидного обогащения, или халькозиновая зона, обладает наибольшей и притом устойчивой мощностью и, помимо широко распространенных халькозина и ковеллина, характеризуется еще присутствием остаточного пирита и других минералов первичной зоны.

Первичная зона гидротермальных руд характеризуется следующими минералами, указанными в порядке их распространения: пиритом, халькопиритом, энаргитом, борнитом, молибденитом, теннантитом, тетраэдритом, галенитом и марказитом. Изредка встречаются арсенопирит и сфалерит. Недавно установлены колюзит и минерал с Fe и Ge. Из редких элементов, которые встречаются в сульфидных рудах, надо особенно отметить рений, установленный в молибденовых концентратах, содержание которого превышает в несколько раз содержание рения в образцах из других молибденовых месторождений (Бибикова, 1946).

Согласно последним данным К. С. Газизовой (1957, стр. 112, 113), глубокая доразведка рудного тела, произведенная в 1955—1956 гг., показала, что: 1) с глубиной уменьшается содержание вторичных сульфидов, но увеличивается содержание халькопирита, которое с глубиной также уменьшается, 2) главным минералом первичной зоны является халькопирит, 3) галенит и марказит появляются лишь в хвостовой части рудного тела, в которой увеличивается содержание блеклых руд.

Андалузитовые руды Коунрада занимают большую площадь — 2 км², при среднем содержании андалузита от 5 до 25% в зависимости от близости к контакту с гранодиорит-порфирами, где оно повышенное и местами достигает в шлифах 40—70%. Андалузит встречается главным образом в рассеянной форме и размеры зерен его определяются сотыми и десятными долями миллиметра и очень редко достигают 1—2 мм.

Поле андалузитовой минерализации начинается почти от самого южного и юго-западного края массива вторичных кварцитов и на севере доходит почти до гребня кольцеобразного хребта, на западе же заходит за гребень и прорывается лишь участками измененных гранодиорит-порфиров с их меднорудным полем.

Специальная разведка на андалузит проводилась в поверхностной зоне в 1939 г. А. С. Богатыревым и П. П. Лубяных (1941). На четырех выделенных ими участках с повышенным содержанием андалузита они провели опробование по 50-метровой сетке со взятием проб в этих точках по 20-сантиметровой сетке. Одновременно взяты многотонные пробы для технических испытаний и главным образом для обогащения. Среднее содержание андалузита на этих участках оказалось 8—10—14%. На двух наиболее обогащенных участках площадью 100 тыс. м² и 50 тыс. м², примыкающих к рудничному карьере — к гранодиорит-порфирам, среднее содержание андалузита равно 16—17%. На этих двух участках определены до глубины 100 м запасы андалузита, которые составляют 6890 тыс. т. Вероятно, можно выделить еще два-три участка, и тогда запасы андалузита до глубины 100 м можно считать около 20 млн. т.

Специальной глубокой разведкой на андалузит можно считать те же скважины, которые проходились и для разведки меди вблизи меднорудного тела в окварцованных риолитах. Андалузит прослежен здесь почти до 200 м. Содержание его заметно меньше на глубине, а также в северной и восточной частях кольцевой дайки. Истинная глубина андалузитовой минерализации так же, как и халькопиритовой, не установлена.

Заключение

Выше отмечалось, что в 1940 г. автор пришел к выводу о том, что массивы вторичных кварцитов Казахстана — это остатки денудированных вулканических сооружений. Соответственно этому гранодиорит-порфировый шток Коунрадского месторождения представлялся вулканической интрузией — экструзивным телом, застывшим в жерловине или в толще вулканических пород околожерловой фации. Таким образом, взаимоотношение и последовательность образования риолитов и гранодиорит-порфиров оставались теми же, что и при «интрузивно-контактовой» гипотезе, но переносились в приповерхностную зону экструзивных образований.

К. С. Газизова считает, что формирование гидротермальных руд и окварцевание пород происходили еще ближе к поверхности, и никакие позднейшие отложения не прикрывают поток риолитовой лавы, излившейся из кольцевой дайки. «Поднявшись с глубины рудные гидротермы, — говорит Газизова (1957, стр. 56), — дойдя до эффузивных порфиров, перекрывающих гранодиорит-порфиры, образовали в последних вкрапленные руды». И далее (стр. 67): «рудные растворы, дойдя до экранирующей поверхности эффузивных порфиров, растекались по всей ее площади. Гидротермы произвели общую кварцитизацию как гранодиорит-порфиров, так и прикрывающих их эффузивных порфиров».

Но к какому времени относится излияние лав из кольцевой дайки и последующие гидротермальные изменение и рудоотложение, К. С. Газизова не указывает. Из косвенных высказываний можно судить, что это пермский период или даже более поздний, с чем как будто согласуются и последние данные определения абсолютного возраста.

Уязвимость точки зрения К. С. Газизовой на геологическое строение Коунрадского месторождения заключается не только в тех соображениях, которые автор высказал раньше, и не в том, что корни кольцевой дайки и оруденения не подсечены буровыми скважинами, но еще в следующих двух обстоятельствах:

1. При изучении поверхности месторождения, керн буровых скважин и прозрачных шлифов никто из геологов не наблюдал в нижнем горизонте потока риолитовой лавы, включений элювиально-делювиальной щебенки, глыб или валунов, которые должны были быть, поскольку, как утверждает К. С. Газизова, риолитовая лава излилась на эродированную, размытую поверхность гранодиорит-порфиров. К. С. Газизова демонстрирует включение обломков «ксенолитов» лишь в корневой части кольцевой дайки, куда они попали от обрушения стенки гранодиорит-порфирового штока. Главным, если не единственным, основанием для утверждения того, что риолиты излились на эродированную поверхность, служит «каолинизация» гранодиорит-порфиров на контакте в тех местах, где лавы «ложатся горизонтально непосредственно на гранодиорит-порфиры». Таких мест, где окварцованные эффузивные порфиры залегают горизонтально, много на Коунраде, но каолинизация гранодиорит-порфиров на контакте с лавами проявлена только в пределах Восточного и Юго-Западного логов по главным путям стока от меднорудного тела сернокислых вод, образовавшихся при выветривании гидротермальных сульфидов и сульфидов «цементации». Каолинизация подвержены и более устойчивые плотные вторичные кварциты из лав. В глубоких местах горизонтального перекрытия лавами гранодиорит-порфиров буровыми скважинами не обнаружено никакого супергенного изменения на контакте. Но, если бы оно и имело место до гидротермального изменения, то было бы затушено, иначе надо допустить, что гидротермальные растворы, растекавшиеся «под экранирующей поверх-

ностью по всей площади» и производившие «общую кварцитизацию контактирующих пород», пощадили кору выветривания гранодиорит-порфиров.

2. По свидетельству К. С. Газизовой (1957, стр. 112—113), М. К. Чехович, руководивший в 1955—1957 гг. глубокой доразведкой Коунрадское месторождения, в которой принимала участие К. С. Газизова, примкнул не к ее точке зрения на геологическое строение месторождения, а к старой, контактовой гипотезе Н. И. Наковника (1937). Это свидетельствует о том, что новые факты на взаимоотношение «эффузивных порфиров» и гранодиорит-порфиров оказались неубедительными для М. К. Чеховича.

Отсюда, а также из всего сказанного надо сделать вывод, что Коунрадское месторождение требует основательного дообследования по всему геологическому комплексу признаков: структурных, стратиграфических, фациально-вулканических, петрографических и минералогических.

Геологическое строение Коунрадского месторождения представлено на рис. 38. На разрезе показаны все основные черты: геологические,

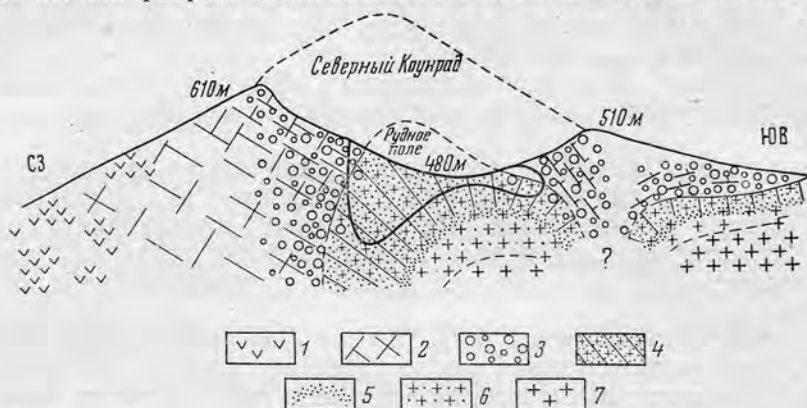


Рис. 38. Схематический поперечный разрез через Северный Коунрад и его меднорудное тело (по Н. И. Наковнику, 1958 г.)

1 — риолиты; 2 — серицитовые вторичные кварциты из риолитов; 3 — зона развития андалузита, корунда, диаспора, диккита и алуниита; 4 — серицитовые вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров (зона рассеянного халькопирита); 5 — зона гидротермальной аргиллизации; 6 — пропилитизированные гранодиорит-порфиры; 7 — порфировидные гранодиориты

Вертикальный масштаб профиля увеличен против горизонтального

петрографические, минералогические, рудные и их взаимоотношение. Зону андалузитизации с корундом, диаспором, диккитом, пирофиллитом и алуниитом в риолитах на контакте с гранодиорит-порфирами, затрагивающую частично и гранодиорит-порфиры и не нашедшую никакого отражения на схемах Газизовой, надо рассматривать как зону интенсивного гидротермального изменения на фоне раннего слабого серицитового и пропилитового изменения. Преимущественное развитие андалузита в риолитах обязано, вероятнее всего, их более кислому составу по сравнению с гранодиорит-порфирами, т. е. благоприятной среде образования, а не контактовому метаморфизму последних.

Приуроченность промышленного меднорудного тела к котлообразному логу обусловлена приуроченностью первичного сульфидного оруднения к трещиноватой и серицитизированной верхушке гранодиоритовой интрузии. Вследствие пористости и мягкости слагающих верхушку интрузии трещиновато-жилковатых вторичных кварцитов образовался при эрозии котлообразный лог. Он обусловил лог — депрессию в рельефе грунтовых вод. Последний определил направление восстано-

вительных процессов и вызвал концентрацию вторичных сульфидов именно здесь, в котлообразном логоу.

Хвостовая часть меднорудного тела с его рассеянным пиритом и халькопиритом и кварц-серицитовым изменением не заканчивается на разведанной глубине 400 м, она продолжается и дальше. Необходима доразведка глубоких горизонтов. Поучителен пример с разведкой в 1926 г. медно-молибденового месторождения Colorado в хребте Кананеа (Мексика). При уточнении нижних горизонтов бедных прожилково-вкрапленных сульфидных руд в штоке измененных кварцевых порфиров буровыми скважинами обнаружено в 800 футах от поверхности богатое рудное тело, имеющее форму опрокинутого конуса, в котором сплошные сульфиды Си и Мо ассоциировались с серицитом, каолинитом и алунитом, развитым по всему разрезу (Kelley, 1935).

Дюмортьерито-корундо-андалузитовое месторождение Жанет

Месторождение Жанет открыто летом 1958 г. По состоянию изученности оно является выдающимся среди других аналогичных корундо-андалузитовых месторождений. Ни в одном массиве вторичных кварцитов Казахстана не сошлись так тесно, как на Жанете, основные минеральные типы их и почти все (за небольшим исключением) минералы комплекса. И ни на одном массиве Центрального Казахстана так не ясны условия залегания вторичных кварцитов в околожерловой фации, у вулканического некка. Здесь впервые для вторичных кварцитов обнаружен «рубиновый» корунд и впервые установлены агрегатные псевдоморфозы выполнения корундом газовых пустот наряду с агрегатными псевдоморфозами замещения серицитовых псевдоморфоз. И, наконец, впервые установлены отторженные последующими внедрениями гранитной магмы блоки вторичных кварцитов, сохранившие все свои структурные черты и минеральный состав вплоть до алунита.

По совокупности своих внешних признаков новое месторождение мало похоже на обычный тип полей вторичных кварцитов Казахстана. Вероятно, из-за этого оно и пропускалось всеми геологическими съемками и специальными ревизиями, а синие корунд и дюмортьерит принимались за «дистенное рудопроявление» почти до 1957 г. И только в 1957 г. геологическая партия АН Казахской ССР (Р. Н. Малькова) признала в синем минерале корунд, а В. Г. Буров отметил наличие андалузита. В следующем, 1958 г. В. В. Донских установил большое поле вторичных кварцитов, значительную насыщенность их андалузитом и корундом и скопления дюмортьерита.

Дюмортьерито-корундо-андалузитовое месторождение Жанет находится в 75 км к северо-западу от Коунрадского медного рудника и в 90 км к северу от оз. Балхаш. Ближайшая железнодорожная станция Моинты расположена в 80 км к юго-западу. Месторождение находится на северном склоне горы Жанет, приподнятой более чем на 300 м над песчаным руслом пересыхающей рч. Карабулак. На другом — юго-западном склоне горы находится большое поле грейзенов, генетически не связанных со вторичными кварцитами Жанет. Образование их относится к более позднему времени — ко времени внедрения позднегерцинских гранитов.

Гора Жанет венчает раскинувшийся на 15—20 км мелкосопочный массив, вытянутый по простиранию слагающих его вулканических пород верхнего девона и нижнего карбона в северо-западном направлении.

Западное, южное и северное подножия массива уходят под палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, на которых разбросаны такыры и солончаки. Крупнейший из такыров, расположенный в 10 км

к северо-западу от горы Жанет, представляет дно сухого оз. Башин-Куль. Восточная периферия массива переходит в большое поле экстрезивов, продолжающееся далеко на восток. К западу от массива, за реками Жамчи и Карабулак обнажена полоса осадочных нижнекарбонных пород, сложенная кварцито-песчаниками и известняками, прости-

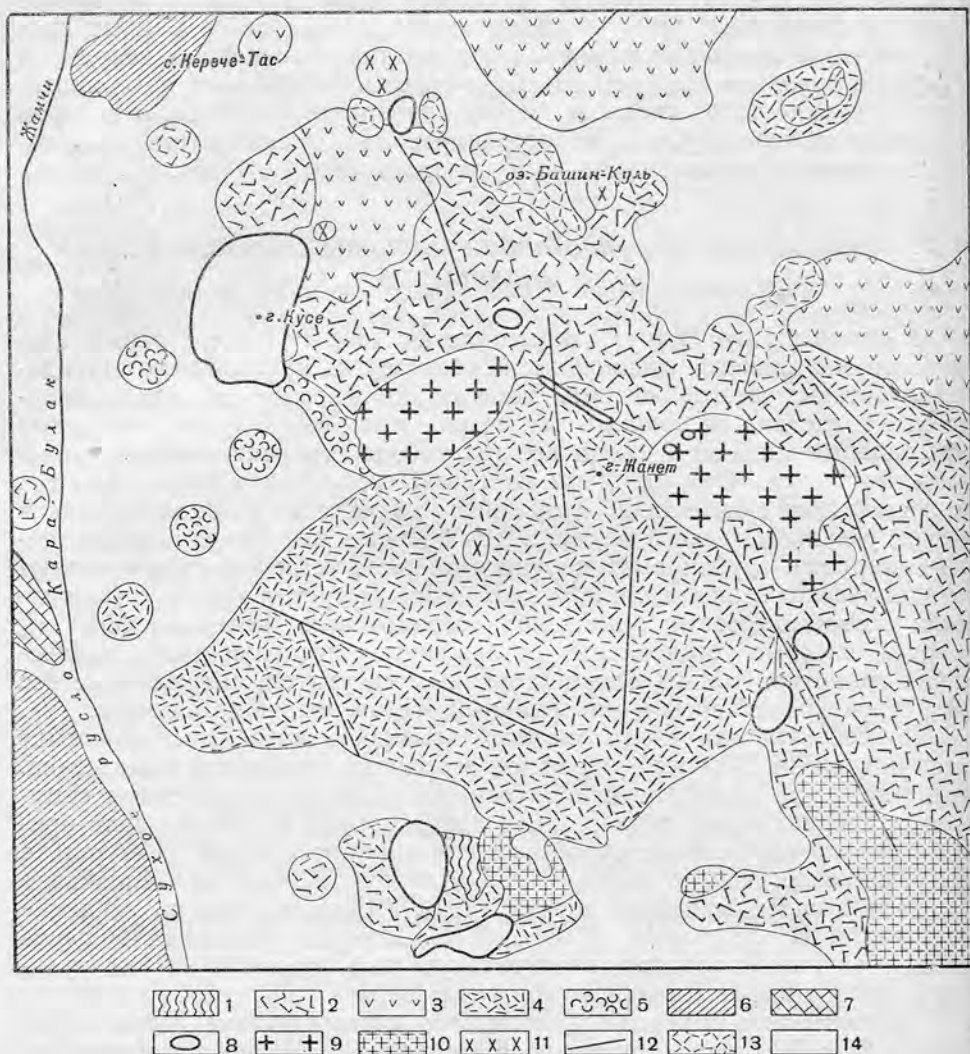


Рис. 39. Схематическая геологическая карта окрестностей диоритерито-корундо-андалузитового месторождения Жанет в Северном Прибалхашье (по В. Г. Бурову, 1955 г.) 1 — гнейсы допалеозоя; 2 — порфириды и их туфы ($D_{1-2}+C_1$); 3 — кварцевые порфириды и их туфы ($D_{1-2}+C_1$); 4 — кварцевые порфиры, альбитофиры, фельзиты, их туфы и брекчии ($D_{1-2}+C_1$); 5 — пепловые туфы (D_{1-2}); 6 — эффузивно-осадочная толща C_1 ; 7 — известняки C_1 ; 8 — вторичные кварциты; 9 — средне- и крупнозернистые граниты; 10 — мелкозернистые граниты; 11 — граводиориты, кварцевые диориты и адамеллиты; 12 — разломы; 13 — такыры и солончаки; 14 — палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, в основном глины

рание которых меняется от северо-западного на юге до северо-восточного на севере.

Толща экстрезивов массива Жанет состоит из перемежающихся слоев — покровов пепловых туфов, лав, пирокластовых лав, грубозернистых туфов и туфобрекчий, падающих к юго-западу под углом 15–20°, что и отражено в геоморфологии массива, обладающего асиммет-

ричными склонами: пологим — юго-западным и крутым — северо-восточным.

Широкое поле экструзивов у горы Жанет несет на себе и главным образом по периферии островерхне сопки и бугры вторичных кварцитов, образовавшихся из вмещающих вулканических пород. На схематической геологической карте (рис. 39) показано восемь таких массивов вторичных кварцитов. Крупнейшими площадями (более 1—2 км²) являются три: массив Кусе в 10 км к северо-западу от горы Жанет, обследованный в 1936 и 1938 гг., и два малых массива к югу — юго-западу, которыми начинается группа известных массивов Сымбыл, простирающихся к югу. Остальные массивы невелики и, подобно указанным крупным массивам, а также группе Сымбыл, в основном алуитоносны, за исключением поля месторождения Жанет, обладающего очень сложной минерализацией.

Толща экструзивов вмещает вулканические некки, показанные на геологической карте В. В. Донских (1958 г.). Они хорошо сохранились в рельефе и выполнены риолитовой лавой, аналогичной покровным лавам околожерловой фации (рис. 40). Крупнейший некк сечением 300×200 м находится в 2 км к северу от горы Жанет в полосе вторичных кварцитов корундо-андалузитового месторождения. Здесь хорошо выражены круговая полосчатая флюидальность, повторяющая овал некка, включающие линии течения с падением везде к центру под углом 80—85° и включения обломков стенок. Группа мелких некков расположена к западу — северо-западу от вершины Жанет.

Толща экструзивов интродуцирована штоками гранитоидов. Более крупные сложены мелкозернистыми гранитами и дацитовыми порфирами, а мелкие — гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Все эти интрузивные тела являются приповерхностными внедрениями, частью, может быть, субвулканами, и вместе с покровами вулканических пород, некками и дайками гранитоидов составляют общий экструзивный комплекс пород вулканического сооружения, жерловая фация которого находится у сложноминерализованной зоны корундо-андалузитового месторождения Жанет или у группы юго-западных некков.

Поле вторичных кварцитов дюмортьерито-корундо-андалузитового месторождения находится в 2 км к северу от вершины горы Жанет. Издали оно представляет малозаметную узкую полосу островерхне бугров, сложенных бурыми, темными и даже черными, редко белыми, окварцованными и гематитизированными вулканическими породами, минерализованными главным образом серицитом, андалузитом, корундом, алунитом и дюмортьеритом. Полоса ориентирована в северо-западном направлении по простиранию покровов экструзивов. Длина ее, по данным предварительного изучения, около 2 км, а ширина около 200 м. Примерно посередине, но ближе к юго-восточному концу, полоса «разрезана» овальным телом вулканического некка, о котором говорилось выше, и несколько нарушена позднейшими разломами. Юго-восточный конец полосы срезан субвулканической интрузией порфиров, сходных с дацитовыми порфирами южного склона горы Жанет. Дальше к востоку обнажен большой шток гранофировых гранитов, в которых залегают два крупных блока, отторженные от полосы вторичных кварцитов горы Жанет. Они так же, как и вторичные кварциты горы Жанет, минерализованы серицитом, андалузитом, корундом, алунитом и дюмортьеритом. В блоках сохранились даже внешние зоны слабо измененных пропицитизированных пород. Исходные породы отторженцев имеют ту же последовательность разреза и сохранились с тем же простиранием и пологим падением к юго-западу, что и в основной полосе. Это указывает на то, что до внедрения субвулканической интрузии дацитов и штока гранофировых гранитов полоса вторичных кварцитов продолжалась далеко за некк к юго-востоку.

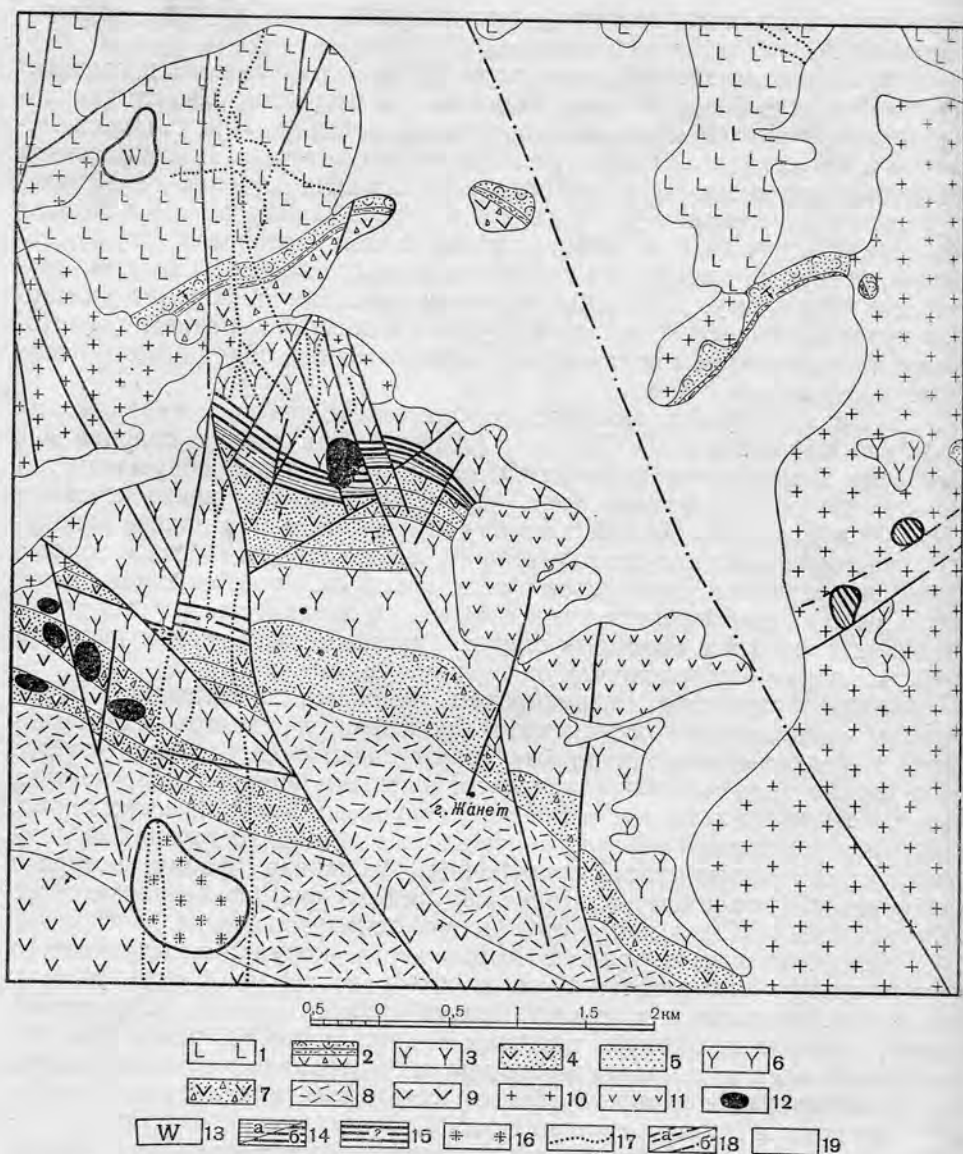


Рис. 40. Схематическая геологическая карта дюрортьерито-корундо-андалузитового месторождения Жанет в Центральном Казахстане. Составил В. В. Донских, 1958 г.

1 — пироксеновые и роговообманковые порфиры (D_1-D_2); 2 — песчаники, туфы, агломераты; 3 — андезитовые порфиры и их туфы; 4 — туфы риолито-дацитового состава, тонкослонные туффиты, покровы дацитовых порфиров; 5 — граувакковые песчаники; 6 — андезитовые порфиры; 7 — агломератовые туфы и лавы дацитовых порфиров с горизонтами туфопесчаников и туфосланцев; 8 — туфолавы кварцевых порфиров; 9 — дацитовые порфиры; 10 — верхнепалеозойские гранофировые граниты; 11 — субвулканическая интрузия дацитовых порфиров; 12 — вулканические нежки и жерла; 13 — алунито-серицитовые вторичные кварциты; 14 — вторичные кварциты с серицитовой, андалузитовой и корундовой минерализацией (а); вторичные кварциты с алунитовой минерализацией (б); 15 — предполагаемая смещенная часть тела вторичных кварцитов; 16 — грейзеновый штокверк; 17 — дайки гранодиоритов порфиров и гранит-порфиров; 18 — сбросы установленные (а), предполагаемые под покровом рыхлых отложений (б); 19 — четвертичные отложения

Таким образом, это наиболее узкое поле из всех известных полей массивов вторичных кварцитов Казахстана, свидетельствующее об исключительной направленности действовавших глубинных фумарол и сольфатар. С этой морфологической особенностью неслучайно совпадают и другие геолого-структурные и минералого-петрографические особенности, в общей совокупности впервые установленные для полей вторичных кварцитов Казахстана.

Узкое поле — зона вторичных кварцитов, фиксирует верха вытянутого в северо-западном направлении горизонта — пачки гидротермально-измененных окварцованных пористых экструзивов, полого (под углом 15—20°) падающих к юго-западу. Судя по реликтовым текстурам и структурам и переходам во вмещающие породы, пачка состояла в лежачем боку в основном из пористых грубозернистых туфов и туфобрекчий риолитов и дацитов, их лав и туфовых лав, насыщенных газовыми пустотами. Их подстилают темные андезитовые порфириты и их туфы. В висячем боку горизонта измененных пород преобладали витро- и кристаллокластические пепловые туфы, сыгравшие роль экрана при движении растворов, и верхние горизонты, сложенные перемежающимися туфами и лавами дацитовых порфиров, а выше — граувакковыми песчаниками. На западе полоса вторичных кварцитов обрывается меридиональным сбросо-сдвигом, сместившим толщу экструзивов далеко к югу, а на юго-востоке полоса сдвинута на всю мощность.

Интересной особенностью поля вторичных кварцитов месторождения Жанет является гематитизация их, заменяющая обычную для этих пород пиритизацию, которая здесь почти не встречена, а на глубине неясна из-за отсутствия данных. Гематит составляет незначительную примесь, но местами один или вместе с рутилом сильно обогащают кварциты, придавая им преобладающе бурый, темный и даже черный цвет.

Поле вторичных кварцитов сложено следующими пятью основными метасоматическими типами их, распространение которых, по данным предварительной съемки, представляется таким (в порядке уменьшения): серицитовый, кварцевый (монокварциты), андалузитовый, корундовый и алунитовый. В состав их входят постоянные минералы: кварц, рутил, гематит и ведущий минерал типа, т. е. для серицитового — серицит, для алунитового — алунит и т. д. Только серицитовый и монокварциты встречаются более или менее в чистом виде, другие же типы образуют между собой и с серицитовым сложные смешанные типы, в которых наряду с постоянным кварцем, рутилом и гематитом присутствуют два, три и даже четыре ведущих минерала, изменяющиеся по содержанию: андалузито-серицитовый, корундо-серицитовый, корундо-андалузито-серицитовый, корундо-алунитовый, серицито-андалузитовый, корундо-алунито-андалузитовый, серицито-алунито-корундовый, серицито-алунито-андалузито-корундовый.

Среди указанных пород встречаются моно-, би- и триминеральные высокоглиноземные породы с исчезающим вторичным кварцем: 1) дюмортьерито-серицитовые с содержанием дюмортьерита до 40%; 2) серицито-андалузитовые, диаспоро-андалузитовые и серицито-корундо-андалузитовые с содержанием андалузита до 60—70%; 3) серицито-корундовые и серицито-андалузито-корундовые с содержанием корунда до 60% и 4) серицито-корундо-алунитовые с содержанием алунита до 50%.

Кроме того, среди вторичных кварцитов встречаются еще и гематитовые породы с содержанием гематита до 60—70%, в которых он цементирует обломки серицито-андалузитовой породы. Вероятно, имеются еще и кварциты, обогащенные рутилом.

Распространение, форма и величина тел этих высокоглиноземных и гематитовых пород не выяснены. Наибольшее обогащение корундом наблюдается в западной части поля вторичных кварцитов — в узкой полосе шириной 50—60 м и протяженностью 1 км.

Серицитовые вторичные кварциты являются основным фоном рудного поля, который вмещает в себе все другие минеральные типы кварцитов и тела высокоглиноземных и гематитовых пород. Их взаиморасположение и зональность еще не выявлены, но по предварительным данным представляется, что первые, ранние распространены главным

образом во внешней зоне минерализованного поля, а позднейшие — во внутренней зоне. Переход серицитовых кварцитов во внешнюю зону, в неизменные породы специально не изучался, но все же видно, что внешним ореолом гидротермально-измененных пород является пропитовое изменение с характерным для него альбитом, хлоритом, эпидотом и серицитом.

В состав пород, слагающих поле вторичных кварцитов Жанет, входят, помимо неизмененного кварца в виде вкрапленников и обломков, а также циркона, следующие вторичные минералы, перечисленные в порядке уменьшения их распространения:

Вторичный кварц, рутил, гематит	}	Постоянные минералы вторичных кварцитов
Серицит Андалузит Корунд Алунит	}	Ведущие минералы основных типов вторичных кварцитов
Днаспор Серицит-мусковит* Диккит? Турмалин Дюмортьерит Топаз Апатит Пирит?		

Кроме них, изредка встречаются скопления ярозита, образовавшиеся, вероятно, по пириту, что указывает на какое-то проявление пиритизации. Отмеченные под вопросом диккит и в кавычках — «серицит-мусковит» не уточнены. Последний крупнее обычного серицита, возможно, является пирофиллитом и кажется наипозднейшим минералом. Апатит несомненно вторичный и встречен только в одном месте — в дюмортьерито-серицитовый породе в ассоциации с турмалином. Это первая находка гидротермального апатита во вторичных кварцитах Казахстана.

Алунит в алунитовых вторичных кварцитах месторождения представлен калиевым алунитом, в котором весовое отношение $K_2O : Na_2O = 7 : 1$, что вполне согласуется с химическим обликом исходной риолитовой лавы, как это было давно установлено в специальной работе для метасоматических алунитов (Наковник, 1948).

Наряду с обыкновенным розовым андалузитом еще был обнаружен и голубой, с голубым плеохроизмом, что устанавливается в третий раз во вторичных кварцитах вообще. Наиболее интересным в минералогии вторичных кварцитов Жанет оказалось обнаружение широко распространенного здесь «рубинового» корунда с ясной розовато-красной плеохроичной окраской по *Ng*. Это первая находка рубинового корунда во вторичных кварцитах, в которых корунд представлен обычно сапфировым корундом — с голубым и фиолетовым плеохроизмом. Здесь, на Жанете, «рубиновый» корунд тесно ассоциирует с «сапфировым».

Из всех минералов наиболее крупных размеров достигают кристаллы андалузита (до 2,5 мм), затем алунита и корунда (до 1 мм), наконец, кварца и гематита — до 0,8 мм.

По неполным химическим анализам двух штуфов (табл. 15), из серицито-андалузитового и корундо-алунитового типов вторичных кварцитов можно судить, что в приближительных цифрах первые содержат: кварца 60%, андалузита 30%, серицита 5%, гематита 3%, алунита 1%, рутила 1%, а вторые: кварца 56%, алунита 31%, гематита 7%, корунда 5% и рутила 0,7%.

Результаты химических анализов двух штуфов¹
(в процентах)

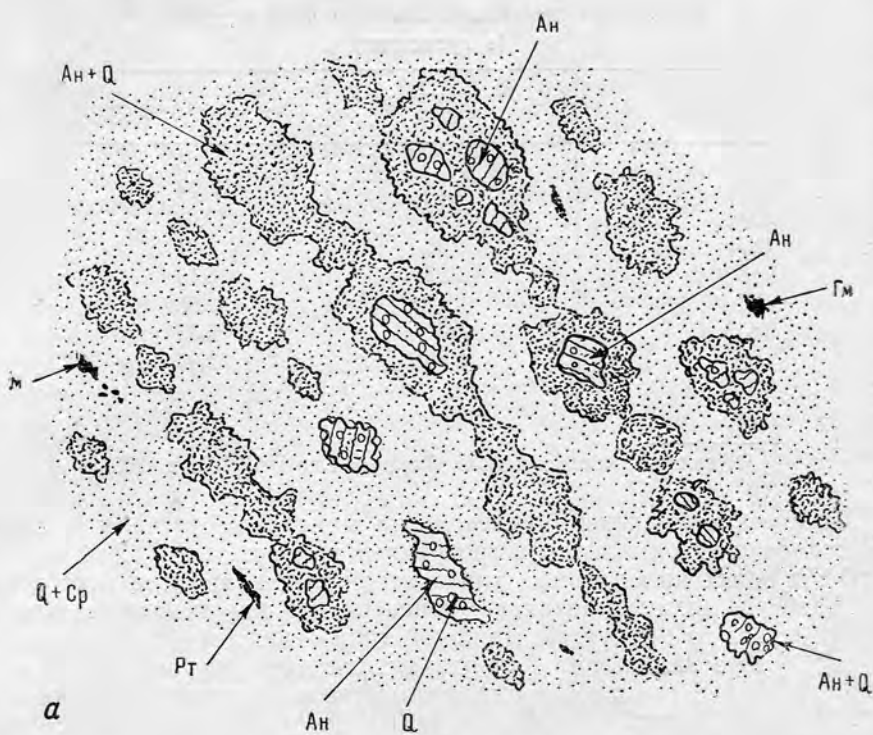
	Андалузитовый кварцит	Алузитовый кварцит
SiO ₂	76,28	56,24
Al ₂ O ₃	17,95	17,02
TiO ₂	0,55	0,31
Fe ₂ O ₃	1,98	5,13
K ₂ O	0,92	2,85
Na ₂ O		0,39
SO ₃	0,38	12,37

¹ Анализы выполнены А. С. Акельевой во ВСЕГЕИ в 1959 г.

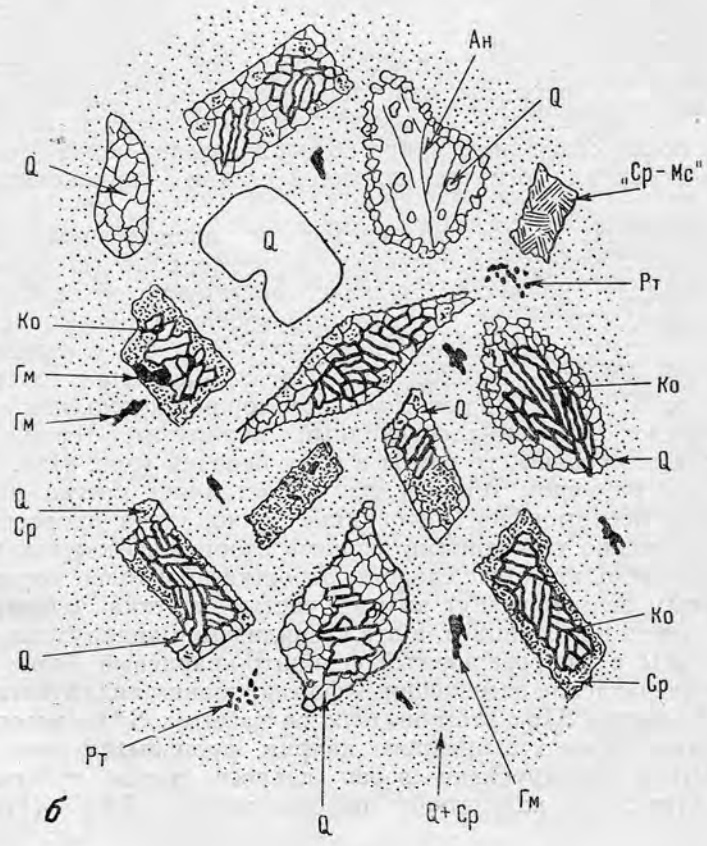
Химические анализы в переводе на минералы отвечают, в общем, микроскопическим анализам в прозрачных шлифах.

В основных минеральных типах вторичных кварцитов месторождения Жанет взаимоотношения компонентов их парагенезиса: кварц + рутил + гематит + ведущий минерал типа — неясны из-за отсутствия явлений явного замещения или разъедания друг другом; они кажутся более или менее равновесно-одновременными. Взаимоотношения ведущих минералов выясняются в смешанных типах и в высокоглиноземных породах. Надо подчеркнуть, что последовательность образования некоторых ведущих минералов: серицита, андалузита и корунда устанавливается здесь с предельной ясностью впервые за весь период изучения вторичных кварцитов. Она оказалась обратной ранее установленной (Наковник, 1947) и, вероятно, отвечает начальным стадиям формирования вторичных кварцитов — повышению кислотности растворов, тогда как прямая последовательность, при которой серицит образуется за счет андалузита и корунда, отвечает конечной стадии — понижению кислотности.

Так, на массиве Жанет при переходе от внешней зоны — нормальных серицитовых кварцитов состава: кварц + серицит (до 40—50%) + рутил и гематит (примесь), с реликтовой структурой тонкослоистых пепловых туфов, можно проследить преобразование в серицито-андалузитовые кварциты с содержанием андалузита 25—30% и серицита 10—20% и далее — в кварц-серицито-андалузитовые породы с содержанием андалузита до 60—70%. Под микроскопом хорошо видно, как по полосчатости развился ажурно-хлопьевидный андалузит, зерна, сгустки которого то изолированы, то слиты в одну цепочку (рис. 41а). Каждый такой сгусток размером 0,1—0,4 мм представляет слегка вытянутое по слоистости ксеноморфное ситовидное зерно, густо проросшее мелкими одновременно угасающими зернами вторичного кварца. От ситовидного зерна отходят во все стороны отростки-щупальца, которые вместе с основным зерном гаснут во всех частях сгустка одновременно. В пределах зерна нет серицита, и эта стерилизация андалузита, пускающего щупальцы в микрозернистый серицито-кварцевый базис породы, производит впечатление замещения — формирования андалузита за счет глинозема серицита. При этом выделялся избыток SiO₂, который шел на образование нового вторичного кварца, пронизывающего сгустки, а может быть, и на укрупнение зерен старого путем собирательной перекристаллизации, вследствие переотложения SiO₂ (Григорьев, 1956а).



a



б

Местами в шлифе серицито-андалузитового кварцита с такой хлопьевидно-полосчатой текстурой хорошо видны на фоне сгустков ядра чистого андалузита, стерилизованного и от кварца. Зерна кварца хотя и прорастают андалузит, но они уже редкие и крупные — перекристаллизованные. В других шлифах такой породы появляется примесь корунда, который развивается в полосчатом базисе дендритовидными цепочками из мелких столбиков. Нет никаких сомнений в том, что андалузитизация кварцитов на массиве Жанет так же, как и на Коунраде, Семиз-Бугу да, вероятно, и на большинстве массивов Казахстана, следовала за образованием серицитовых кварцитов, вследствие замещения серицита, что на массиве Жанет устанавливается непосредственно впервые и что ранее, как, например, на Кабанском колчеданном месторождении (Логинов, 1951), устанавливалось только косвенно. При этом перекристаллизовывался кварц и, вероятно, одновременно и рутил с гематитом, которые в андалузитовых кварцитах всегда крупнее, чем в серицитовых. Таким образом, при обнаружении на массиве Жанет чисто андалузитовых кварцитов необходимо будет рассматривать их как андалузитовую фацию с «парагенезисом» четырех более или менее равновесных минералов (кварц + рутил + гематит + андалузит), а серицито-андалузитовые кварциты как неустойчивый переходный тип к андалузитовой фации.

Аналогичное явление образования корундовых вторичных кварцитов видно в смешанном переходном типе — корундо-серицитовом. Здесь на фоне четких серицитовых псевдоморфоз (рис 41б) по вкрапленным ортомагматических алюмосиликатов и главным образом полевых шпатов бывшего риолита или дацита видны пакеты удлиненных и на концах немного зазубренных столбиков корунда, вытесняющих серицитовый войлок иногда до полного превращения всей псевдоморфозы в агрегатную корундовую. Местами на фоне серицито-корундовой псевдоморфозы появляются пластинка гематита и вторичный роговиковый кварц; последний цементируется пакетами столбиков корунда. Кварц иногда вытесняет серицит, который местами остается вросшим в кварц, и образуется агрегатная корундо-кварцевая псевдоморфоза. Создается впечатление, что при замещении корундом серицитового агрегата серицитовый глинозем шел на образование корунда, а SiO_2 переоткладывалась здесь же и образовывался новый вторичный кварц, может быть, отчасти путем перекристаллизации криптозернистого старого, скрытого в серицитовом войлоке. Вероятно, при этом часть SiO_2 мигрировала и переоткладывалась в базисе породы. Следует отметить, что в базисе породы, представленном микрозернистым кварцем, тонкодисперсным серицитом и примесью рутила и гематита, не заметно формирования какого-либо корунда, чему, вероятно, благоприятствовала при инертности Al рассеянная форма нахождения серицита, перемежаемого кварцем.

В картине последующего после серицитизации метасоматического корундообразования — возникновения корундовой фации с парагенезисом: кварц + корунд + гематит + рутил весьма интересным является параллельное формирование корунда в газовых пустотах бывших риолитов (дацитов). Пачки удлиненных ксеноморфных столбиков корунда развились в ядрах пустот, которые в стадию серицитизации, возможно, были выполнены кварцем и серицитом. Корундовые ядра окружены вто-

Рис. 41. Образцы вторичных кварцитов в проходящем свете (месторождение Жанет)

- а — Серицито-андалузитовый из тонкослоистого пеплового риолитового (дацитового) туфа. $\times 64$. Основная масса породы состоит из тонкодисперсного вторичного кварца и примеси серицита
- б — Корундо-серицитовый вторичный кварцит из пористого туфового риолита (дацита). $\times 32$. Ко — корунд, «Ср—Мс» — «серицит—мусковит», Q — кварц, Гм — гематит, Рг — рутил, Ср — серицит, Ан — андалузит

ричным роговиковым кварцем, который, как и в псевдоморфозах замещения, цементируется корундом. Пакеты столбиков корунда вытянуты в сноповидные изогнутые агрегаты и метелки, представленные в центральной части ядер красным — «рубиновым» корундом, а по краям голубовато-сиреневым — «сапфировым».

Возникновение алунита в минерализованном поле Жанет представляется более поздним, чем стадия серицитизации. В противоположность серициту алунит очень редко образует здесь скопления, которые можно было интерпретировать как псевдоморфозы по ортомагматическим алю-

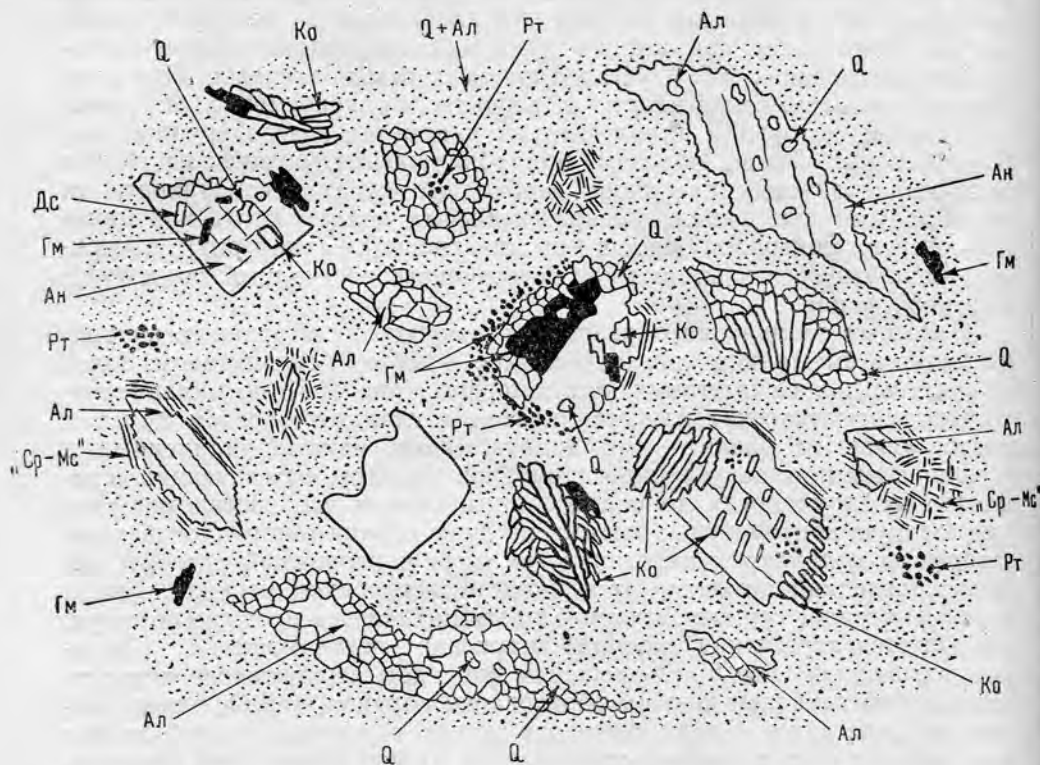


Рис. 42. Андалузито-корундо-алунитовый вторичный кварцит из туфовой риолитовой лавы месторождения Жанет ($\times 32$)

Q — кварц, Дс — диаспор, Гм — гематит, Ко — корунд, Ан — андалузит, Ал — алунит, Рт — рутил, «Ср-Мс» — «серицит-мусковит». Основная масса породы — микрозернистый вторичный кварц с примесью алунита

мосиликатам. Форма нахождения алунита — рассеянные зерна, достигающие крупных размеров, рассеянные скопления, в том числе и в газовых пустотах, в ассоциации с вторичным кварцем и даже андалузитом и редко в виде жилок. Алунит появляется в тех серицитовых кварцитах, в которых уже имеются корунд или андалузит или оба вместе, и здесь наблюдаются между ними интересные взаимоотношения (рис. 42, 43).

На рис. 42, представляющем корундо-алунитовый вторичный кварцит, основная масса породы состоит из микрозернистого вторичного кварца, скоплений чешуек алунита и примеси серицита, рутила и гематита. Выделяются вкрапленники неизмененного кварца, редкие большие ажурно-ксеноморфные зерна андалузита с включенными в них алунитом и вторичным кварцем, крупные пластинки алунита, обросшие «серицит-мусковитом», и скопления серицита и «серицит-мусковита», кажущиеся псевдоморфозами по ортомагматическим минералам. Кроме них, выделяются скопления метельчатого корунда — «рубинового»

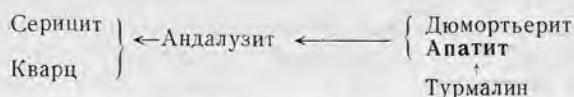
в центре и «сапфирового» по краям — и газовые пустоты, выполненные алунитом, корундом и кварцем; последний цементируется первыми и включен в алунит.

Крупные зерна андалузита имеют включения идиоморфных зерен корунда, диаспора, гематита и кварца. Некоторые крупные пластинки алунита кажутся проросшими стайками одновременно погасающих иглолок корунда, а по краям — обросшими столбиками корунда. В тех же пластинках алунита встречаются включенными пачки одновременно погасающих скелетных («изъеденных») столбиков корунда. Местами кажется, что алунит образовался позже корунда, а местами — наоборот.

На рис. 43а, представляющем корундо-алунито-андалузитовый вторичный кварцит из флюидално-полосчатой туфовой лавы риолита (дацита), основная масса породы состоит из микрозернистого вторичного кварца, алунита и примеси «серицит-мусковита», рутила и гематита. Под микроскопом хорошо видны контуры обломков пород, вкрапленники кварца, реликтовая флюидалная полосчатость и скопления вторичных минералов в газовых пустотах. Ясные псевдоморфозы замещения первичных минералов отсутствуют; порода сильно метаморфизована. Выделяются скопления алунита, развивавшиеся в пустотах и в основной массе вдоль полосчатости, и крупные ажурно-роговиковые зерна андалузита, в которых включены рутил, алунит, гематит и редко идиоморфные столбики корунда и кварца. Насколько кварц равновесен андалузиту, видно по неизменному вкрапленнику кварца, включенному в разросшееся крупное зерно андалузита. Корунд развит почти только в пределах андалузита и главным образом по его периферии, где ассоциирует с гематитом. Совместно с идиоморфным кварцем корунд кажется вросшим в андалузит. Создается впечатление, что при метасоматическом образовании корунда за счет андалузита освободившаяся SiO_2 переотложилась в виде кварца. Крайне интересна форма взаимоотношения андалузита и алунита, замеченная едва ли не впервые за все время изучения вторичных кварцитов. Так, в агрегатах алунита, выполняющих пустоты, иногда встречаются крупные зерна ксеноморфного андалузита, который кажется позднейшим; он включает алунит и цементирует его (внизу слева, рис. 43а). Далее, скопления алунита граничат с крупными зернами ажурного андалузита, который включает разновременные угасающие зерна алунита и вторичного кварца. Все это производит впечатление, что андалузит образовался позже алунита.

Несколько в стороне от развития алунита стоит формирование дюмортьерита, установленного в трех пунктах¹ пока только в кварц-серицитовых и серицитовых породах, состоящих в основном из тонкочешуйчатого серицита и примеси кварца, турмалина, апатита и андалузита. Содержание дюмортьерита достигает 30—40% и макроскопически он хорошо выделяется благодаря ярко-синему цвету. Дюмортьерит развит в породе в виде сфероидальных радиально-лучистых образований — «солнц» размером от 0,8 мм и более (рис. 43б).

Эти образования обычно сложные, с двумя, тремя и больше центрами. В промежутках между ними и только между ними сформировался мелкоиглочатый зеленый турмалин, секущий дюмортьерит. Местами хорошо видно, что образования из дюмортьерита развились по ксеноморфному хлопьевидному андалузиту, описанному выше. По периферии некоторых «солнц» образовались идиоморфные зерна апатита, частично проросшие лучами дюмортьерита. Последовательность минералообразования в описанной породе представляется нам по такой схеме (от ранних к поздним):



¹ На флангах полосы вторичных кварцитов и посередине.

Описанные выше и другие многочисленные наблюдения под микроскопом над взаимоотношением минералов из пород комплекса вторичных кварцитов месторождения Жанет и общая последовательность образования минералов показаны на рис. 44.

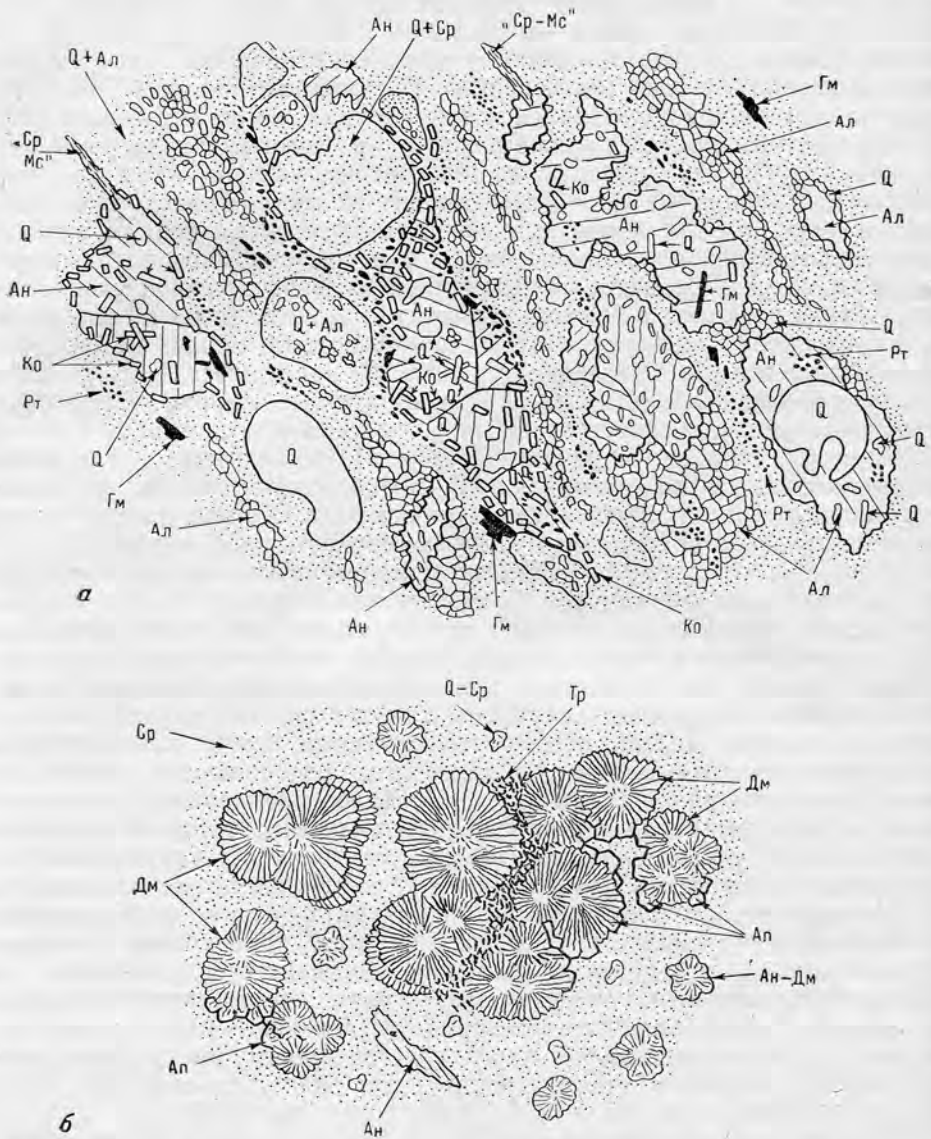


Рис. 43. Образцы вторичных кварцитов (месторождение Жанет), $\times 26$

а — Корундо-алунито-андалузитовый вторичный кварцит из пористой флюидально-полосчатой риолитовой (дацитовой) лавы, насыщенной обломками пород. Кор — корунд, Ан — андалузит, Q — кварц, «Ср-Мс» — «серцит — мусковит», Ал — алунит, Рт — рутил, Гм — гематит

б — Дюмортьерито-серцитовая порода.

Дм — дюмортьерит, Ср — серцит, Гр — турмалин, Ап — апатит, Ан — андалузит

Из сказанного ранее и графика последовательности видно, что в процессе изменения пород на месторождении Жанет, происходившем в околожерловой фации при интенсивной циркуляции кислых газогидротерм, имели место следующие главнейшие взаимосвязанные стадии — «ступени» метасоматического минералообразования, не считая самого

а

Тр	Дм	"Ср Мс"	Ал	Дс	Ан	Ко	Гм	Ап	Q	
		→	→	→	→	→				Рутил
→		→	→	→	→	→	→			кварц (Q)
→	→	→	→	→	→	→	→	→		Серицит (Ср)
		→	→	→	→					Гематит (Гм)
		→	→	→	→					Корунд (Ко)
	→	→	→	→	→	→	→	→		Андалузит (Ан)
		→	→	→	→					Диаспор (Дс)
		→	→	→	→					Алунит (Ал)
		→	→	→	→					"Серицит- Мусковит" (Ср Мс)
→		→	→	→	→					Дюмортьерит (Дм)
		→	→	→	→					Турмалин (Тр)
	→	→	→	→	→					Апатит (Ап)

→ 1 → 2 → 3 → 4 → 5 → 6

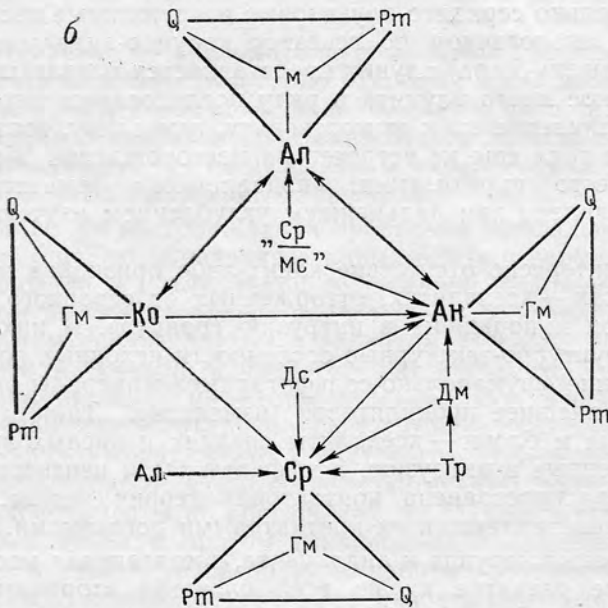


Рис. 44. Взаимоотношения минералов во вторичных кварцитах корундо-андалузитового месторождения Жанет

а — Взаимоотношение: 1 — замещение (разъединение); 2 — рассечение; 3 — цементация; 4 — включение; 5 — окаймление; 6 — развитие в агрегате (по направлению к более раннему). Стрелки направлены к более ранним минералам
 б — Общая последовательность минералообразования. Стрелки направлены от поздних минералов к ранним. Двуконечные стрелки соединяют минералы с кажущейся взаимнообратной последовательностью. Линии без стрелок соединяют равновесные почти одновременные минералы

раннего пропилютового изменения: ранняя серицитовая и позднейшие — алунитовая, андалузитовая и корундовая. На всех главных стадиях происходило окварцевание вследствие переотложения SiO_2 , высвобождавшейся сначала из ортомагматических алюмосиликатов, а потом из серицита и, наконец, из андалузита. Одновременно с этим происходило образование рутила и гематита, но на позднейших стадиях почти только путем собирательной перекристаллизации тонкодисперсных рутила и гематита, отложившихся в раннюю, серицитовую стадию. Вследствие интенсивно протекавшего процесса формирования алунитовых, андалузитовых и корундовых кварцитов не дошло до чистых типов — фаций (Наковник, 1959), а осталось на стадии неустойчивых смешанных типов.

Не вполне ясно место алунитообразования между серицитизацией, с одной стороны, и андалузитизацией и корундообразованием — с другой и является ли алунит более ранним, чем андалузит и корунд? По формам взаимоотношения между ними андалузит и корунд интерпретируются больше в сторону позднейшего образования, что согласуется с распространением этих минералов на месторождении: алунита почти исключительно в нижней части горизонта измененных пород, а андезита и корунда по всему горизонту. Но такое низкое положение алунизированных пород и раннее образование алунита противоречит установленным представлениям о более позднем наступлении сольфатарной стадии, проявляющейся в более высоких горизонтах околожерловой фации (Коржинский, 1955, стр. 420—424). Возможно, что алунитовая стадия является наипозднейшей или она проявилась в последующий — повторный цикл послевулканического процесса, потому что на соседних полях вторичных кварцитов, окружающих Жанет, выступают почти только серицито-алунитовые и алунитовые кварциты чистой фации, а на аналогичном по генезису корундо-андалузитовом месторождении Шешень-Кара¹ алунит представляется позднейшим (Русаков, 1957). Истинное место алунита в ряду последовательного минералообразования, отношение его к дюмортьериту, турмалину, топазу и апатиту, с которым он пока еще не встречен на месторождении Жанет, и действительное место пиритизации, «подавленной» гематитизацией, все это будет выявлено при дальнейшем углубленном изучении месторождения.

Крайне интересно отсутствие каких-либо признаков метаморфизма на двух блоках — ксенолитах, отторженных от основного тела вторичных кварцитов и попавших в интрузию гранитов. В них сохранились не только структурно-текстурные особенности исходных пород, но и все описанные выше «фумарольно-сульфатарные» минералы вплоть до алунита и даже внешнее пропилютовое изменение. Также сохранились неизменными и блоки — ксенолиты средних и кислых вулканических пород, включенные в интрузию. Эти факты были неизвестны в период, когда была распространена контактовая теория генезиса вторичных кварцитов, представлявшая их контактными рогами.

Концентрация корунда и андалузита, достигающая местами до 60—70%, широкое развитие их по всей площади вторичных кварцитов протяженностью в 2 км (особенно в западном конце) и спорадическое обогащение дюмортьеритом служат основанием для следующего вывода: пояс вторичных кварцитов на северном склоне горы Жанет представляет перспективное дюмортьерито-корундо-андалузитовое месторождение, требующее основательного изучения, детальной петрографической и геологической съемки и глубокой разведки с применением бурения.

¹ Расположено месторождение в 75 км к юго-западу от горы Жанет.

Акташское комплексное месторождение глиноземного сырья

Акташское корундо-диаспоро-алунито-агальматолитовое месторождение представляет едва ли не наиболее детально разведанное в СССР месторождение типа вторичных кварцитов. Подобно алунито-андалузито-корундовому месторождению Семиз-Бугу, оно не подверглось специальному минералого-петрографическому изучению, несмотря на основательную разведку и применение бурения, которое началось с 1936 г. Опубликованная литература об Акташском месторождении насчитывает полтора десятка небольших статей, касающихся больше геолого-экономической стороны и физико-химических свойств полезных ископаемых, чем петрографии и минералогии. Излагаемые ниже сведения об этом месторождении взяты главным образом из отчетов-рукописей С. Е. Прянишникова, М. Э. Поярковой, М. Н. Слюсаревой и Н. П. Васильковского, разведывавших месторождение в 1930—1940 гг.

Акташское, ранее Сайлыкское месторождение было известно как месторождение фигурного камня — агальматолита, который использовали древние обитатели края для изготовления веретен, чашек и украшений. В 1929 г. Р. Ф. Глинка и П. К. Топольницкий сообщили об открытии ими дюрмортьерита в образцах агальматолита «с Сайлыка», присланных минералогом С. А. Уклонским в музей Московского университета. «Микроскопическое исследование, — писали они, — показало присутствие окатанных зерен кварца, мелкого агрегата кварца, каолина и дюрмортьерита. Получается впечатление, что горная порода имеет вторичное происхождение, так как зерна кварца в виде песчинок».

Такое представление об агальматолитсодержащих породах Акташа существовало почти до 1934—1935 гг. до открытия в них вкрапленности корунда. В связи с этим возникло предположение о сходстве их с вторичными кварцитами месторождения Семиз-Бугу и дальше выяснилось, что «окатанные» зерна кварца не песчинки, а вкрапленники неизмененных метаморфизованных эффузивных порфиров.

В 1935—1936 гг. на месторождении проведены поисково-съёмочные работы и бурение с целью выявления агальматолита и корунда. Запасы последнего определили в 1 млн. т при содержании в породе минерала 0—45%. При этом была установлена значительная минерализация диаспором, андалузитом, пирофиллитом и алунитом. В 1938—1939 гг. пробурено около 1300 м скважин и пройдено 400 м штолен. Разведочные работы установили наличие на месторождении двух основных минеральных комплексов: «дюрмортьерито-андалузито-корундо-серицитового» и «диаспоро-пирофиллито-каолинито-алунитового». В результате последующих разведочных работ, в которых значительную долю составили опробование и эксперименты по обогащению, оказалось всего 17 тыс. т (на 1/1 1944 г.) корунда и притом исключительно рассеянного. Консультировавший в 1943 г. разведочные работы на месторождении К. Н. Озеров пришел к выводу о нерентабельности получения концентрата ввиду бедного содержания корунда (3,5—5%). В связи с этим интересно привести цифры постепенного уменьшения запасов корунда и его процентного содержания в кварцитах по мере усиления разведочных работ: в 1936 г. определено 1300 тыс. т при 10%-ном содержании в руде, в 1938—1939 гг. — 115 тыс. т при 5%-ном содержании, в 1943 г. 17 тыс. т при 3,5%-ном содержании и в 1945 г. — всего около 10 тыс. т (287 тыс. т 3,5%-ной руды).

К 1945 г. выяснилось, что основное промышленное значение месторождения заключается в агальматолите и в алунитовых и диаспоровых

кварцитах. Запасы последних с содержанием диаспора около 10% составляли 7778 тыс. т и нечистого агальматолита около 500 тыс. т.

Остается сожалеть, что многолетние (более чем 20-летние) труды геологов не завершены монографией о геологии, петрографии, минералогии и рудах Акташа, на котором пробурено около 150 скважин, прой-

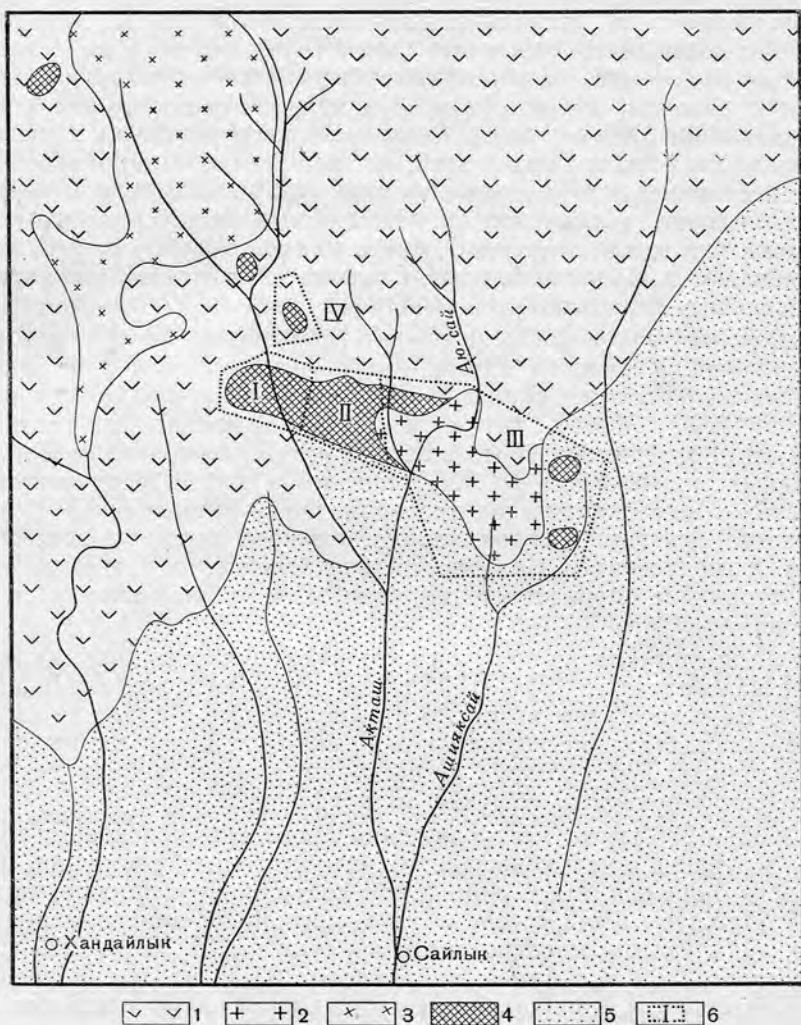


Рис. 45. Схематическая геологическая карта окрестностей месторождения Акташ (по М. П. Васильковскому, 1944 г.)

1 — риолитовые и дацитовые порфиры и их туфобрекчии C_2 , C_3 , P_1 ; 2 — лейкократовые граниты P_1 ; 3 — сиенит-порфиры P_1 ; 4 — вторичные кварциты; 5 — современные наносы; 6 — рудные участки: I — Западный, II — Восточный, III — Ашлякский и IV — Саидсайский

дено несколько тысяч метров выработок и проведена крупномасштабная детальная петрографическая съемка поверхности с опробованием по сетке 20×20 м. Монография послужила бы теперь руководством при разведке аналогичных месторождений Казахстана.

Акташское месторождение расположено на юго-западном конце хребта Каржантау, в 3—4 км к северу от сел. Сайлык, в верховьях речек, стекающих в р. Чирчик. Оно находится в густонаселенной местности, в 65 км к северо-востоку от г. Ташкента. Состоит из двух сбли-

женных почти широтно вытянутых участков вторичных кварцитов размером $0,4 \times 2$ км: Западного и Восточного (рис. 45). К ним с востока примыкает большой Ашиякский участок, а с севера — небольшой Саидсайский участок. Кроме них, отмечаются еще небольшие участки у западного, восточного и южного края сиенит-порфирирового штока. Степень обнаженности месторождения 20—40%.

Вторичные кварциты развиты в пермо-карбонных экстррузивах дацитового и риолитового состава, слагающих пологую антиклиналь северо-западного простирания, близкого к широтному. Падение крыльев складки $5-20^\circ$. В толще экстррузивов залегают два вулканических интрузивных штока — нека: северный, сложенный шлироватыми кварцевыми сиенит-порфирами, размером 2×4 км и южный — лейкократовыми гранитами, размером $0,5 \times 1,5$ км. Первые на контакте с вмещающими их лавами и туфами переходят в дацитовые порфиры, а вторые — в мелкозернистые аплитовидные граниты. Вторичные кварциты приурочены к этим штокам, и наиболее значительные и промышленно интересные участки лежат у южного штока. В период 30—40-годов К. Н. Озеров и последователи контактовой теории генезиса вторичных кварцитов рассматривали эти штоки как глубинные интрузии, и вторичные кварциты на карте Акташа показывали в виде сплошного ореола, окаймляющего интрузии.

Исходные породы вторичных кварцитов — в основном дацитовые порфиры и их туфобрекчии и отчасти мелкозернистые гранитоиды. По данным нескольких химических анализов, дациты местами переходят в риолитовые порфиры и трахиандезиты и характеризуются следующими содержаниями главнейших окислов: SiO_2 , 54—63%; Al_2O_3 17—20%; K_2O 1,5—2,4%; Na_2O 3—6%.

Состав вторичных кварцитов приведен на рис. 46.

Как видно из рис. 46, состав минералов месторождения Акташа отличается от такового Семизбугинского и Коунрадского месторождений только отсутствием топаза да значительным развитием диккита, диаспора и пирофиллита и слабым — андалузита.

Результаты анализов алунитовых руд (кварцитов) показывают, что метасоматический алунит преимущественно натро-калиевый с соотношением весовых процентов $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 2 : 1$. Это же подтверждает и К. С. Зубрилина (1958), которая по шести анализам алунитовых кварцитов, образовавшихся из риолитов и порфиритов, приводит еще более высокое соотношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 3 : 1$. Интересно, что результаты химических анализов серицит-мусковитсодержащих вторичных кварцитов показывают значительное содержание Na_2O : соотношение весовых процентов $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ колеблется в серицит-мусковитах от 2:1 до 1:2. Надо полагать, что на Акташе с калиевым серицитом ассоциирует натровый — парагонит, или же в калиевом сериците имеется молекула парагонита.

Авторы отчетов показывают в общем поле вторичных кварцитов (рис. 47) два взаимосвязанных минеральных комплекса: «диаспоро-алунито-диккито-пирофиллитовый», отходящий от гранитного штока и занимающий большую часть (северную) Западного и Восточного участков, и «дюмортьерито-корундо-андалузито-серицитовый», занимающий Ашиякский участок. Таким образом, в этом грубом разделении видна зональность: расположение высокотемпературной минерализации в центральной зоне и низкотемпературной — во внешней зоне.

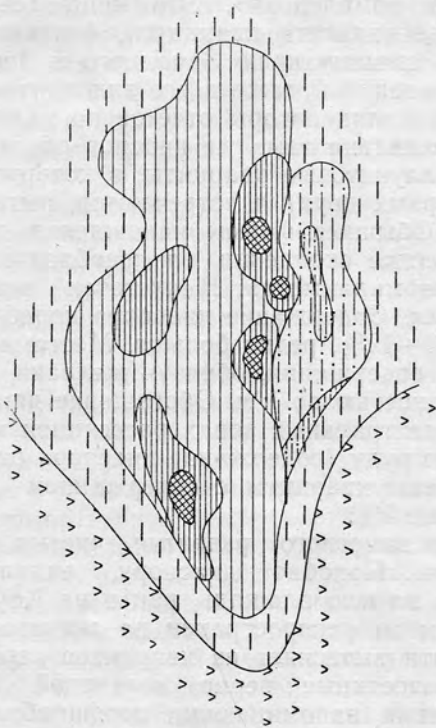
Указанные комплексы опоясываются широкой зоной серицитизированных, окварцованных и пиритизированных вулканических пород или, по терминологии местных геологов, «измененных эффузивов» — по существу серицитовых вторичных кварцитов, которые далее переходят в слабо пропитизированные экстррузивы. Эти последние — дациты и их туфобрекчии — простираются на территории месторождения почти

Минералы	Размер зерен, мм					В каких минеральных типах кварцитов встречаются
	1	2	3	4	5	
<u>Кварц реликтовый</u> <u>Циркон реликтовый</u>						
<u>Кварц вторичный</u>	■	■	■	■	■	Во всех типах
<u>Рутил</u>	■	■	■	■	■	2 0,01 0,03 Во всех типах
<u>Пирит</u>	■	■	■	■	■	0,01 0,3 Во всех типах
<u>Гематит</u>	■	■	■	■	■	0,01 0,03 В верхней зоне и притом гладным образом в пропилитах и алунитовых кварцитах
<u>Корунд</u>	■	■	■	■	■	2 0,1 0,5 В серицитовых кварцитах
<u>Андалузит</u>	■	■	■	■	■	2 0,05 0,2 В серицитовых кварцитах
<u>Диаспор</u>	■	■	■	■	■	4 0,01 0,3 0,5 В диккитовых и пиррофиллитовых кварцитах
<u>Серицит</u> <u>Мусковит</u>	■	■	■	■	■	2 0,01 0,05 0,1 В серицитовых кварцитах
<u>Алунит</u>	■	■	■	■	■	2 0,03 0,2 В алунитовых и диккитовых кварцитах
<u>Диккит</u>	■	■	■	■	■	0,01 0,05 В диккитовых, пиррофиллитовых и алунитовых
<u>Пиррофиллит</u>	■	■	■	■	■	0,02 0,05 В пиррофиллитовых и диккитовых кварцитах
<u>Барит</u>						В диккитовых и алуни- товых кварцитах
<u>Дюмортьерит</u>	■	■	■	■	■	0,002 0,01 0,5 В серицитовых кварцитах
<u>Турмалин</u>	■	■	■	■	■	В серицитовых кварцитах
<u>Флюорит</u>						В кварцитовых желваках
<u>Блеклые руды</u>	■	■	■	■	■	В алунитовых кварцитах
<u>Вудхаузит</u>						0,02 0,1 В пиррофиллитовой породе

Рис. 46. Гипогенные минералы вторичных кварцитов месторождения Акташ

Постоянные минералы подчеркнуты двумя линиями, частые — одной, редкие — прерывистой линией, очень редкие — точками. Кроме указанных минералов, в супергенной зоне часто встречаются лимонит по пириту и ярозит. Изредка отмечаются выцветы медной зелени. Формы нахождения минерала указаны в соответствующих графах. 1 — рассеянные зерна и микроскопические скопления; 2 — псевдоморфозы — замещения ортомагматических минералов; 3 — жилки; 4 — желваки; 5 — линзы. Частота проявления той или иной формы указана размерами знака

ЗАПАДНЫЙ УЧАСТОК



ВОСТОЧНЫЙ УЧАСТОК

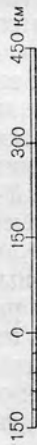
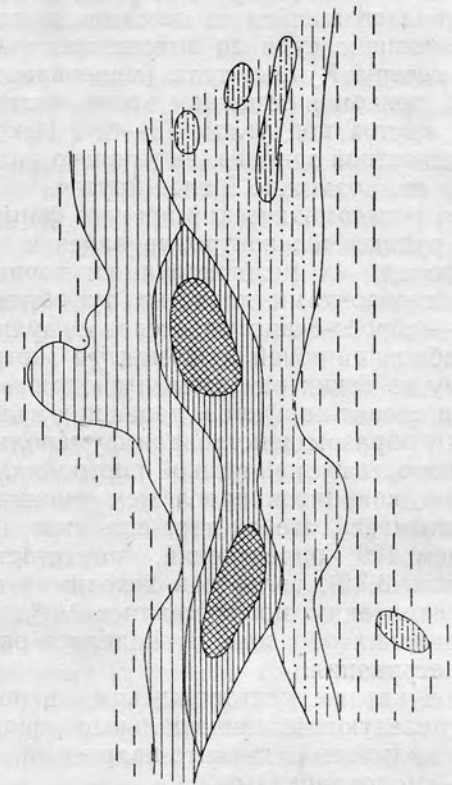


Рис. 47. Схематическая петрографическая карта месторождения Акташ (по М. Э. Поярковой, 1943 г.)

1 — пропильдизированные дацитовые порфиры $C_2-C_3-R_1$; 2 — серицитовые вторичные кварциты с содержанием корунда $>1\%$ (в среднем 3,6%); 3 — серицитовые вторичные кварциты с содержанием корунда 1% ; 4 — серицитовые и пиррофиллитовые вторичные кварциты с диаспором; 5 — серицитовые и пиррофиллитовые вторичные кварциты с диаспором; 6 — диакитовые кварциты вторичные с диаспором; 7 — алунитовые вторичные кварциты

широко и полого падают в северных румбах. Метасоматический блок вторичных кварцитов, образовавшийся из дацитов, вытянут в том же почти широтном направлении и, судя по пересекающим буровым скважинам, падает также к северу. Рудные тела (минерализованные зоны) имеют падение на север, причем в западном конце месторождения оно пологое, а в восточном крутое под углом 70—80°. Исходные породы, по наблюдениям в поверхностной зоне, падают полого под углом 5—20°, но на глубине залегание их, возможно, более крутое.

Можно полагать, что метасоматический процесс формирования вторичных кварцитов и их рудных тел контролировался в основном залеганием вулканических пород, их межпокровными пористыми зонами, плоскостями разлоения, горизонтами пористых туфобрекчий, затем — глубинными разлоями — сбросо-сдвигами оседания вулканической постройки и, наконец, ослабленной зоной по контакту с экструзивным штоком. Вероятно, по одному из таких разломов и внедрились два экструзивных штока гранитов и сиенит-порфиров, дававших излияния и, вероятно, по разлому главным образом действовали фумаролы и гидросольфатары, выбеливавшие породы вулканической постройки.

Низ блока вторичных кварцитов прослежен скважинами до глубины 200—250 м. Надо полагать, что он идет еще ниже на 100—200 м.

По данным более чем 100 определений, пористость вторичных кварцитов в среднем около 3,3%, тогда как исходных вулканических пород по единичным определениям она составляет 2,2%. К сожалению, в отчетах не указано, на каких образцах проводились определения: из глубины или из зоны выветривания.

Судя по описаниям и картам месторождения, в поле вторичных кварцитов выделяются следующие минеральные типы: серицито-кварцевый, пиррофилито-кварцевый, диккито-кварцевый, алунино-кварцевый, монокварцевый — «монокварциты».

Встречается еще серицито-мусковито-кварцевая фация с примесью андалузита, корунда, дюрортъерита и турмалина, которую называют «корундо-андалузитовым комплексом». Это наиболее обогащенные вторичным кварцем разновидности кварцитов, близкие к монокварцитам. Они развиты по южному краю Западного и Восточного участков, у гранитного штока-некка и даже в его эндоконтактной зоне.

Чистой диаспоровой фации авторы отчетов по разведке не описывают. Она, вероятно, проявлена там, где диаспор обогащает пиррофилитовые, диккитовые и алуниновые кварциты, в которых почти только (главным образом в первых двух) и встречается, вытесняя пиррофилит, диккит и алунит. Обычные формы нахождения диаспора — рассеянный и микроскопические скопления, а преобладающие размеры зерен — сотые и десятые миллиметра. В пустотах встречаются кристаллы размером до 4 мм. Содержание диаспора колеблется от незначительной примеси до 10—12%, редко больше. Местами он концентрируется до 60—80%-ного содержания, образуя желваки, гнезда и даже линзообразные тела мощностью до 1 м. Обогащение диаспором наблюдается, как правило, в центральных зонах рассеянной минерализации, представляющих богатую руду (содержание диаспора от 10% и выше). К средним рудам отнесены кварциты с содержанием диаспора от 5 до 10% и к убогим — ниже 5%.

По-видимому, нет и заметного развития чистых корундовых и андалузитовых кварцитов. Подобно диаспору, андалузит рассеян. Среднее содержание его на всю площадь, как и на Коунраде, не превышает 10—15%, но там он распространен на значительно большей площади и местами почти вытесняет из кварцитов серицит. Обычная форма нахождения — рассеянные зерна величиной 0,05—0,2 мм и микроскопические скопления, напоминающие порфиробласты. В редких случаях содержание андалузита достигает 50—80%, образуя при

этом желваки и очень редко жилки. Явных псевдоморфоз по ортомагматическим минералам не отмечалось.

Корунд также рассеян — вкраплен в серицитовых кварцитах, но нередко образует микроскопические — нитевидные, по Д. С. Коржинскому, прожилки, желваки и даже гнезда до 30 см в диаметре. Содержание в них корунда иногда составляет 70—80%. Псевдоморфоз по ортомагматическим минералам не наблюдалось. Среднее содержание корунда на всю площадь корундоносных серицит-мусковитовых кварцитов едва ли достигает 1%. Обычные размеры зерен 0,1—0,5 мм, очень редко 2 мм. Детальное опробование выявило местные обогащения корундом (содержание до 3,6%) — рудные тела длиной до 150 м и шириной до 10 м. Так, на Западном участке установлены два тела, на Восточном — четыре и на Ашиякском — два. Последние приурочены к зоне дробления, и, хотя корунд в них образует скопления — жилки, желваки и линзы размером 15 см в поперечнике при длине до 2 м, все же процент выхода минерала на всю массу породы составляет 1,5%. Характерно, что параллельно увеличению содержания андалузита уменьшается содержание серицита-мусковита, а параллельно увеличению содержания корунда уменьшается содержание первых двух. Подобное явление уже наблюдалось на месторождениях Коунрад, Семиз-Бугу и Жанет.

Серицит-мусковитовые корундо-андалузитсодержащие кварциты месторождения Акташ, подобно аналогичным кварцитам месторождений Казахстана (Коунрад, Семиз-Бугу, Шешень-Кара и др.), характеризуются наиболее крупными размерами вторичного кварца, рутила (до 2 мм), серицита и пирита. Типичная минеральная ассоциация в них: кварц + рутил + пирит + андалузит + корунд + серицит + мусковит, к которым примешиваются «пневматолитовые» минералы: турмалин, дюмортьерит и даже изредка флюорит. С. Е. Прянишников и М. Э. Пояркова подчеркивают, что «с корундом встречаются почти все минералы вторичных кварцитов» — явление, которое отмечалось в ранних сводных работах по кварцитам (Наковник, 1947, 1954). Характерное явление в корундо-андалузитсодержащих кварцитах: прораствание пластинок андалузита иглочками, удлиненными столбиками корунда, что создает впечатление формирования последнего за счет первого. Это явление уже наблюдалось на Семиз-Бугу, Коунраде, Жанете и оно характерно едва ли не для всех андалузито-корундоносных кварцитов Казахстана.

На границе перехода корундо-андалузитового комплекса в диаспоро-алунито-диккито-пирофиллитовой совместно с корундом встречаются диаспор, алунит, диккит и пирофиллит. Диаспор наблюдается даже в середине полей корундо-андалузитового комплекса, в которых он, как правило, находится в форме неполных псевдоморфоз — агрегатов тонкодисперсных зерен, разъедающих корунд и андалузит. Дюмортьерит, приуроченный только к корундо-андалузитовому комплексу, образует микроскопические скопления, «солнца», жилки и даже гнезда с содержанием минерала до 40%. Замещается серицитом. Турмалин встречается в тех же формах, но образует более крупные жилы мощностью до 10 см. Ряд анализов показал отсутствие в них олова. Жилки турмалина и дюмортьерита секут корундо-андалузитовые кварциты. Что касается флюорита, то наблюдался он в корундовых желваках в качестве минерала, выполняющего пустоты между зернами корунда.

Теперь перейдем к описанию чистых минеральных типов, к которым относятся: серицито-кварцевый, пирофиллито-кварцевый, диккито-кварцевый, алунито-кварцевый и монокварциты.

Детальная съемка и опробование (по сетке 20×20 м и 10×10 м) показали, что за узкой полосой сложного корундо-андалузито-серицитового комплекса к северу следует широкая полоса вторичных квар-

цитов диаспор-алунито-диккито-пирофиллитового комплекса. В этой полосе хорошо видно зональное развитие минеральных типов — фаций вторичных кварцитов. В зоне серицитовых кварцитов располагается широкая зона пирофиллитовых кварцитов, сложно перемешанных с серицитами, в которой выделяются «острова» диккитовых кварцитов, а в этих последних — «островки» алунитовых кварцитов. Авторы геологических отчетов об Акташском месторождении, долго его разведывавшие (М. Э. Пояркова, С. Е. Прянишников, М. Н. Слюсарев и Н. П. Васильковский), подчеркивают, что пирофиллитовые кварциты вмещают диккитовые, а диккитовые — алунитовые, что, как правило, алунитовые кварциты залегают среди диккитовых кварцитов, что алунитовые кварциты образовались из серицитовых. В рельефе местности наиболее выделяются алунитовые кварциты и монокварциты своими скалистыми крутыми обнажениями высотой до 40 м.

Чистые минеральные типы, согласно описаниям в отчетах по разведке, характеризуются одной и той же парагенетической группой трех постоянных взаимно незамещающих минералов — кварца, рутила и пирита, к которым присоединяется четвертый постоянный равновесный минерал: в серицитовых кварцитах — серицит, в пирофиллитовых — пирофиллит, в диккитовых — диккит и в алунитовых — алунит, не замещающие (не разбедующие) ни кварца, ни рутила, ни пирита. На границе типов к каждой четырехкомпонентной группе прибавляется еще в качестве непостоянной примеси ведущий минерал соседнего типа: в серицитовых кварцитах — пирофиллит, в пирофиллитовых — серицит и диккит, в диккитовых — пирофиллит и алунит и в алунитовых — диккит. Кроме них, в каждом типе, за исключением серицитового, встречается непостоянная и незначительная примесь рассеянного диаспора, содержание которого местами достигает 10—12%. О взаимоотношениях этих непостоянных минералов с постоянными, особенно с ведущими, минералами будет сказано ниже.

Что касается монокварцитов, то они представляют также метасоматические образования по экструзивам. Изредка в них наблюдаются и жилы выполнения, сложенные гребенчатым кварцем. По-видимому, монокварциты встречаются во всех типах кварцитов и притом в соседстве с телами, сильно обогащенными серицитом, алунитом, диккитом, пирофиллитом и высокоглиноземными минералами. Содержание кварца в монокварцитах принято условно выше 90%, и чистый тип состоит только из кварца и незначительной примеси рутила и пирита. В других разновидностях этого типа присутствуют ведущие минералы соседних фаций.

Содержание вторичного кварца в серицитовых, пирофиллитовых, диккитовых и алунитовых кварцитах неодинаково. В первых трех оно около 60%, в алунитовых около 70% и в корундо-андалузитовом комплексе выше 70%.

Содержание серицита в серицитовых кварцитах составляет около 40%. Местами серицит образует сплошную массу — линзы серицитового агальматолита длиной до нескольких метров. Обычная форма нахождения серицита — рассеянные чешуйки и микроскопические скопления в основной массе породы и агрегатные псевдоморфозы замещения вкрапленников ортомагматических минералов (главным образом полевых шпатов), в которых почти всегда имеется примесь видимого или скрытого вторичного кварца.

Содержание пирофиллита в пирофиллитовых кварцитах определяется с трудом ввиду его микроскопического сходства с серицитом. Обычная форма нахождения — рассеянные зерна и пятнистые порфиробластовые скопления. Нередко пирофиллит образует жилки, желваки и небольшие линзы. Авторы отчетов отмечают псевдоморфозы пирофиллита только по диаспору.

Содержание диккита в нормальных диккитовых кварцитах колеблется около 40%. Обычные размеры его чешуек 0,02—0,05 мм. Встречается в рассеянной форме и в виде псевдоморфоз замещения вкрапленников полевых шпатов и темноцветных минералов. Довольно часты мономинеральные жилки, желваки, гнезда, линзы, представляющие прекрасный фигурный камень — агальматолит.

Алунит по сравнению с пирофиллитом и диккитом реже образует более менее значительные мономинеральные тела. Обычная форма нахождения — рассеянные зерна в основной массе породы, микроскопические бластопорфировые скопления и псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов. Обычные размеры зерен — сотые и десятые миллиметра и редко достигают 2 мм. Характерным для алунита является ситовидное прорастание его пластинок вторичным кварцем — ситовидная структура, которая также характерна и для андалузита в серицитовых кварцитах. В результате разведочных работ установлено около десятка полей алунитовых кварцитов с содержанием алунита 40%. В большинстве своем они отвечают крутопадающим трубчатым телам (полная аналогия с японскими месторождениями алунита). Подобно диаспоровым, пирофиллитовым и диккитовым «рудным» телам, алунитовые ориентированы также в почти широтном направлении, по простиранию вулканических пород, и имеют падение на север.

Перейдем к взаимоотношениям минералов и минеральных типов кварцитов и прежде всего отметим три наиболее интересные явления.

Подобно зонально построенному крупному андалузито-корундовому телу на месторождении Большой Семиз-Бугу, на Акташе, хотя и в мелком масштабе, но все же имеются аналогичные тела. Это корундовые гнезда и желваки в серицит-андалузит-корундовом комплексе, которые окружены андалузитовой оболочкой, а та в свою очередь — серицит-мусковитовой.

Второе явление отмечено на границе корундо-андалузито-серицитовых кварцитов с «диаспоро-алунито-диккито-пирофиллитовым комплексом». Здесь при совместном нахождении корунда и алунита около корунда появляются каемки тонкодисперсного диаспора, а вокруг последнего пластинки алунита. Это явление имеет место и в корундо-андалузитовых вторичных кварцитах Шешень-Кара и Калактаса в Центральном Казахстане.

Третье явление отмечено в той же пограничной зоне, в шлифе из образца диаспоро-диккито-дюмортьеритоносного кварцита (рис. 48а). Заключается оно в образовании по вкрапленнику полевого шпата (скорее биотита) агрегатно-полиминеральной псевдоморфозы замещения из алунита, диккита и серицита, возможно, пирофиллита. Алунит развит однообразно ориентированными параллельными пластинками по периферии вкрапленника как бы по спайности биотита, «серицит» — по верхнему краю параллельно алуниту и диккит замещает ядро исходного минерала. Взаимоотношения минералов псевдоморфозы, вернее последовательность образования их не совсем ясны. Кажется, что происходит алунитизация вкрапленника, ранее замещенного диккитом и пирофиллитом, или происходит одновременное зонально-агрегатное избирательное формирование минералов соответственно химическому составу зон исходного минерала: в краевой богатой калием зоне — алунита, а в бедном калием ядре — диккита. Подобные явления кажущегося одновременно-зонального замещения плагиоклаза «серицитом» и диккитом или алунитом и диккитом отмечались в зарубежной литературе. Они наблюдались также и в Центральном Казахстане во вторичных кварцитах Кара-чеку, Рудного Алтая (Секисовское месторождение) и на Камчатке (ртутные месторождения).

Авторы отчетов о работах отмечают следующие взаимоотношения минералов, которые хорошо известны во вторичных кварцитах Центрального Казахстана.

1. Замещение «серицитом» андалузита, пирофиллитом — диаспора (рис. 48б), диккитом — корунда, андалузита и диаспора и диаспором — корунда и андалузита.

2. Включение зерен вторичного кварца в алунист и андалузит.

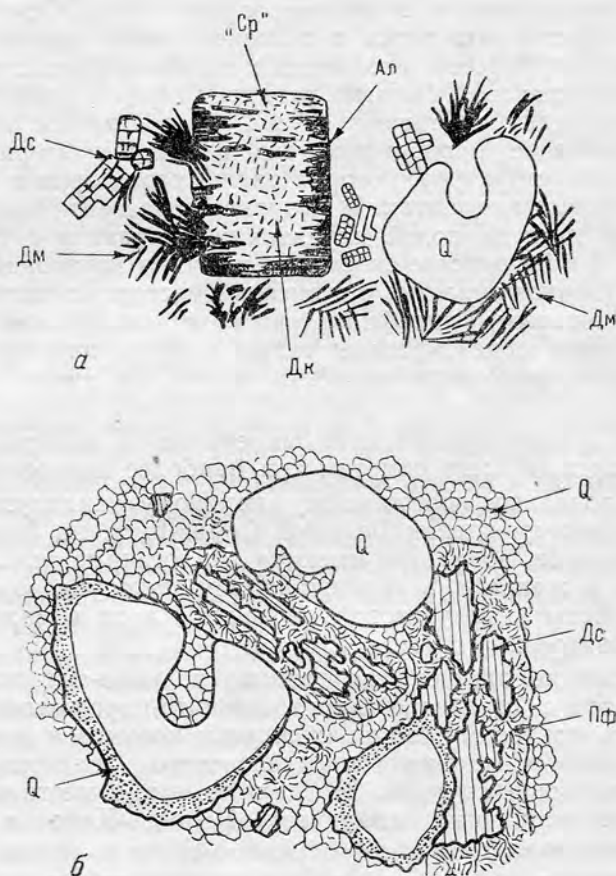


Рис. 48. Образцы вторичных кварцитов из дацитового порфира (Акташское месторождение)

а — Диаспоро-диккито-дюмортьеритоносный вторичный кварцит. ($\times 40$). Дс — диаспор, Дм — дюмортьерит, Ал — алунист, Дк — диккит, «Ср» — «серицит»

б — Диаспоровый вторичный кварцит ($\times 40$). Дс — диаспор, Пф — пирофиллит, Q — кварц. В основной массе — вторичный кварц и примесь диаспора и рутила. Около кварца-вкрапленника ореол наростшего вторичного («мутного») кварца

3. Обрастание устойчивого реликта кварца-вкрапленника дацитов мутной, загрязненной вторичными минералами каемкой — ореолом вторичного кварца, которая развивается значительно сильнее всего в высокоглиноземных разностях кварцитов: андалузито-корундоносных, диаспоровых, алунитовых и диккитовых.

Авторы отчетов не описывают явлений замещения серицита, диккита, алуниста и пирофиллита высокоглиноземными минералами и замещения вторичного и первичного кварца, а также рутила и пирита какими-либо минералами.

Взаимоотношения минералов представлены в виде таблицы (рис. 49), на которой показана также примерная последовательность

Фл	Дм	Тр	Ср	Ал	Дк	Пф	Дс	Кк	Ан	Q	
				→				→	→		Кварц (Q)
		→	→	→	→	→	→	→			Андалузит (Ан)
		→	→	→	→	→	→	→	→		Корунд (Кк)
			→	→	→	→	→				Диаспор (Дс)
				→	→	→	→				Пиррофиллит (Пф)
				→	→	→	→				Диккит (Дк)
			→	→	→	→	→	→			Алузит (Ал)
			→	→	→	→	→	→			Серицит (Ср)
			→	→	→	→	→	→			Турмалин (Тр)
		→	→	→	→	→	→	→			Дюмортоврит (Дм)
		→	→	→	→	→	→	→			Флюорит (Фл)

а

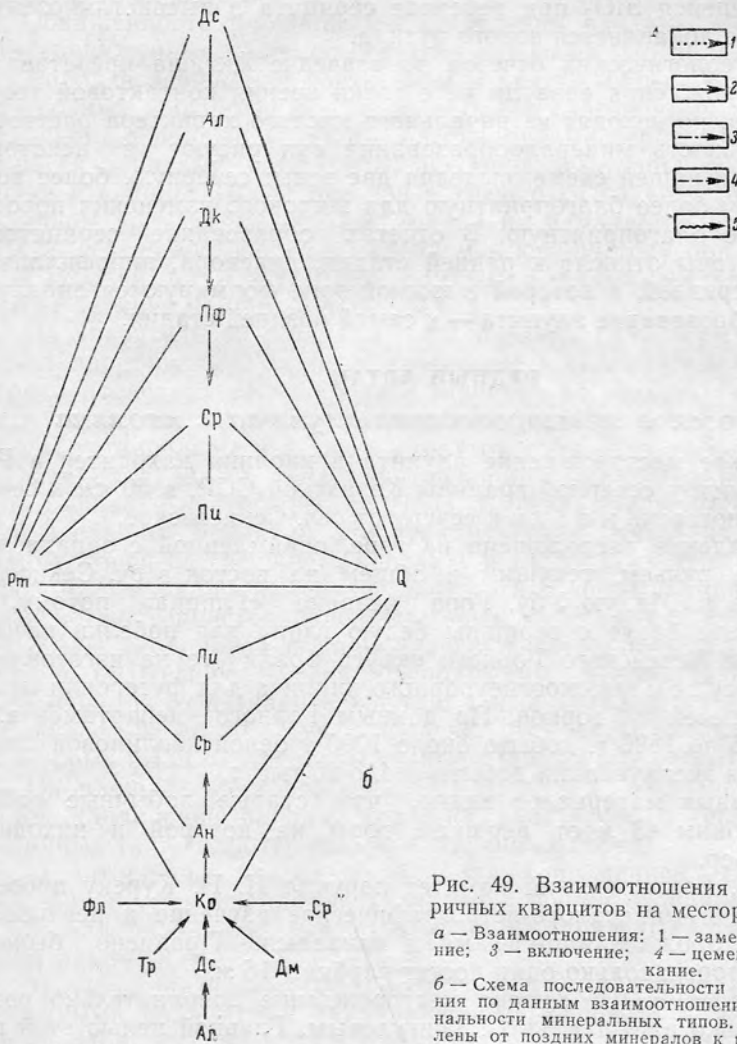


Рис. 49. Взаимоотношения минералов вторичных кварцитов на месторождении Акташ
 а — Взаимоотношения: 1 — замещение; 2 — расщепление; 3 — включение; 4 — цементация; 5 — облепывание.

б — Схема последовательности минералообразования по данным взаимоотношения минералов и зональности минеральных типов. Стрелки направлены от поздних минералов к ранним, линии без стрелок соединяют равновесные минералы

образования минералов соответственно их взаимоотношению, корректированному расположением минеральных типов и формой рудных тел.

Формирование вторичных кварцитов началось от центральной зоны и распространялось к периферии благодаря продолжительной циркуляции газогидротерм вдоль центральной зоны. Такой зоной оказалась пояс современного расположения алунитовых кварцитов, а может быть, и осевая линия контура корундо-андалузитового обогащения в серицитовых кварцитах. Вероятно, в этих двух зонах действовали неодинакового состава фумаролы: во второй галоидо-борные, а в первой — серные, т. е. именно гидросольфатары. Минеральные зоны диаспоро-алунино-пирофиллито-диккитового и корундо-андалузитового комплекса развивались с продвижением внутренней зоны на внешнюю. Таким образом, диаспор и алуниит в северной зоне и корунд и андалузит в южной образовались позже минералов внешней зоны и впоследствии подверглись действию нейтрализованных растворов. Говоря о развитии минеральных зон, мы понимаем последовательное формирование собственно не зон-фаций, а их ведущих минералов, потому что пирит и особенно рутил и кварц образуются в основном вначале, перекристаллизовываясь, т. е. укрупняясь, при дальнейшем развитии метасоматического процесса. Впоследствии к ним добавляется немного кварца за счет высвобождающейся SiO_2 при переходе серицита в высокоглиноземные минералы и не добавляется нового рутила.

Авторы геологических отчетов по разведке Акташа представляют генезис месторождения едва ли не с точки зрения контактовой теории К. Н. Озерова, но исходят из начального кислого характера растворов. Последовательность минералообразования они рисуют в некотором приближении к нашей схеме, выделяя две зоны: северную, более пористую и потому более благоприятную для широкого изменения пород, и южную, менее благоприятную. В отчетах образование серицитовых кварцитов авторы относят к ранней стадии, диаспора, пирофиллита и диккита — к средней, в которой в южной зоне формируются андалузит и корунд, и образование алуниита — к самой поздней стадии.

РУДНЫЙ АЛТАЙ

Секисовское месторождение алуниита и каолина

Секисовское месторождение алуниита и каолина находится в Рудном Алтае почти у северной границы Казахской ССР, в 50 км к северу от Усть-Каменогорска и в 8 км к северу от сел. Секисовское.

Месторождение расположено на горе, окаймленной с запада, юга и юго-запада ручьем, текущим в общем на восток в рч. Секисовку, впадающую в р. Малую Убу. Гора названа «Глинка» потому, что местные жители берут с вершины белую глину для побелки печей и хат, а заводы Алтайского Горного округа брали ее на изготовление пробирной посуды и высокоогнеупорного кирпича для футеровки металлургических печей и горнов. По данным Горного департамента, за период с 1886 по 1890 г. добыто около 1000 т белой каолиновой глины, а за все время эксплуатации добыто около 20 тыс. т.

Из архивных материалов видно, что старые добычные работы достигли глубины 43 м от вершины горы, на которой и находился главный карьер.

В 1924 г. Геологический комитет поручил Н. Н. Куреку провести геологическое и минералого-петрографическое изучение и неглубокую разведку месторождения шурфами и канавами. Пройдено было 32 шурфа, из которых только один достиг глубины 16 м.

После работ Н. Н. Курека месторождение дополнительно разведывалось только в 1941 г. И. С. Тригуловым. Главной целью этой разведки было уточнение проявления алуниитности и запасов алуниита,

которым раньше никто не интересовался. В результате разведки установлены алуниTONосные породы.

Дальнейшее изучение и разведка этого интересного месторождения, вероятно, не проводились.

Приводимые ниже данные по геологии, петрографии и минералогии Секисовского месторождения взяты главным образом из работы Н. Н. Курека (1930), а также отчасти из отчета И. С. Тригулова и просмотра старой коллекции шлифов, переданных автору Н. Н. Куреком.

Гора Глинка возвышается примерно на 100 м над своей подошвой. Площадь ее около 1 км². Гора изогнута с северо-востока на юг и через лог ручья, вероятно, продолжалась изгибаясь дальше на юго-запад, откуда поворачивала на северо-восток, о чем свидетельствует не снесенный эрозией небольшой хребет в юго-восточной части территории месторождения. Этот хребет, вероятно, составлял с горой Глинка одно целое — почти замкнутый кольцевой хребет длиной около 2 км при диаметре 500—600 м. Теперь это полукольцо размыто с юго-западной стороны.

Неподалеку от месторождения к югу выступает небольшой массив гранодиоритов, пронизанный многочисленными лампрофировыми жилами. Гранодиориты интрузируют осадочные породы предположительно девонского возраста.

Обнаженность площади месторождения плохая. Все более или менее пониженные части ее покрыты наносами. По обнажениям коренных пород в вершинной части горы в крутых обрывах по ручью и по разведочным выработкам установлено, что слагающими месторождение коренными породами являются базокварцевые кератофиры, ранее считавшиеся дацитами, порфириты, агломератовые спилитовые туфы, песчаники и сланцы. Последние три встречаются главным образом в юго-восточном углу карты, и простирание их изменяется от меридионального до северо-восточного с падением к юго-востоку под углом 15—40°.

Глубокий лог между горой Глинкой и небольшим хребтом на юго-востоке затянут мощными наносами.

На значительной площади горы развиты гидротермально-измененные — окварцованные, алуниTизированные и каолинизированные породы, а среди последних залегают уже значительно выработанные с поверхности жилы чистой белой каолиновой породы. Каолинизированные породы установлены и к юго-востоку от горы — на хребте, где имеется апофиза от главного тела кератофиров, слагающего почти половину горы Глинка. Кератофиры, по Н. Н. Куреку, внедрены в туфы, песчаники и сланцы. Вероятно, это вулканическая интрузия, в которой и около которой по трещинам, контакту и толще пористых агломератовых туфов и произошло изменение пород газотермами типа сольфатар — «воздействие сернистоводородных терм», как пишет Н. Н. Курек (1930).

Жилы каолиновой породы залегают на вершине Глинка в южной части и, по мнению Курека, расположены веерообразно. Мощность их изменяется от незначительной до 4 м, а длина достигает 60 м. Падение жил от 25 до 90°. Курек полагает, что жилы уходят глубже 43 м, на которых были остановлены старые разведочные работы.

На площади месторождения Н. Н. Курек выделяет, не считая чистой каолиновой породы, три пространственно и генетически тесно связанных типа гидротермально-измененных пород:

- 1) «вторичные кварциты» или, по современной терминологии и пониманию, «монокварциты» (кварцевая фация вторичных кварцитов),
- 2) «алуниTо-кварцевые породы» или алуниTовые кварциты (алуниTовая фация) и
- 3) «каолинизированные породы», представленные каолиниTовыми вторичными кварцитами («каолиниTовой фацией») и чистой каолиновой породой, обособленной в жилки.

К ним надо добавить (что выяснилось из дополнительного изучения шлифов старой коллекции) окварцованные и серицитизированные кератофиры и туфы или серицитовые вторичные кварциты и, наконец, пропицитизированные экструзивы, располагающиеся во внешней зоне сильного гидротермального изменения — зоне, окружающей первые три типа измененных пород.

Хотя алунитовые кварциты и занимают вершинную часть горы, но все же место их в общем контуре измененных пород не вполне отчетливо из-за недостаточной изученности топографии минералов. Тесная ассоциация алунита с каолиновыми минералами, отчетливое замещение последних первым и нахождение каолиновых жил в центре площади измененных пород по соседству с алунитизированными породами свидетельствует о том, что алунитизация происходила в зоне сильного изменения сернокислыми растворами.

«Вторичные кварциты», или «монокварциты», являются, как полагает Н. Н. Курек, окварцованными туфоосадочными породами. Наблюдаемая в них реликтовая полосчатость может быть и реликтом флюидалной лавовой полосчатости. Вторичные кварциты локализованы главным образом по западному склону горы Глинка. Вероятно, эта часть массива и является центральной главной зоной циркуляции сернокислых терм, в которой произошло наиболее сильное выщелачивание оснований.

Состав монокварцитов, по данным Курека, следующий: вторичный кварц (80—100%) и почти постоянная примесь каолиновых минералов (до 20%), лимонита по пириту и лейкоксена, т. е. рутила. Таким образом, в монокварцитах существуют разности, составляющие переход к «каолинитовым» вторичным кварцитам.

«Каолинизированные породы» являются продуктами преобразования главным образом кератофиров, порфиритов, агломератовых туфов, вулканических брекчий и, возможно, частью и туфоосадочных пород. Они занимают наибольшую площадь и переходят в монокварциты и алунитовые кварциты. Минеральный состав каолинизированных пород: кварц вторичный и первичный, каолиновые минералы и примесь постоянного рутила и почти постоянного лимонита по пириту или самого пирита. Изредка встречается остаточный циркон.

Каолиновые минералы представлены двумя обычно тесно ассоциирующимися разновидностями: тонкодисперсным и «крупночешуйчатым» диккитом (размер чешуек достигает 0,4 мм) со всеми оптическими признаками, ему присущими ($+2V$ около $50-60^\circ$; $Ng-Np=0,007$; $Ng=1,568$)¹, и тонкодисперсным каолиновым минералом, который Курек считает каолинитом, т. е. оптически отрицательной разновидностью ($N=1,558-1,565$), характерной для сплошной чистой каолиновой породы Секисовского месторождения и для экзогенного каолинообразования вообще.

Если учесть, что все известные в Казахстане примеры нахождения диккита, а также диккиты монгольские, японские, китайские и другие относятся к плотному гидротермальному «каолину» — агальматолиту, а не к рыхлому мягкому каолину, каким является экзогенный каолин и чистые «каолины» Секисовского месторождения, то можно считать, что чистые каолины действительно состоят из каолинита, как определил Курек. Остается сомнение, действительно ли этот каолинит гидротермальный? Диккит на Секисовском месторождении больше характерен для зоны алунитизации — для алунитовых кварцитов, тогда как каолинит — для «каолинизированных» пород, т. е. для каолинитовых кварцитов и жил «каолиновой глины». Обычные формы нахождения као-

¹ В опубликованной работе 1930 г. диккит значится как филлипсит.

линовых минералов — главным образом агрегатные псевдоморфозы замещения первичных алюмосиликатных минералов и рассеянные скопления и отчасти жилы. В этих агрегатных псевдоморфозах встречается и зуниит в качестве равновесного каолиниту незамещенного минерала.

В заключение описания каолинизированных пород укажем, что так называемые чистые каолиновые глины состоят главным образом

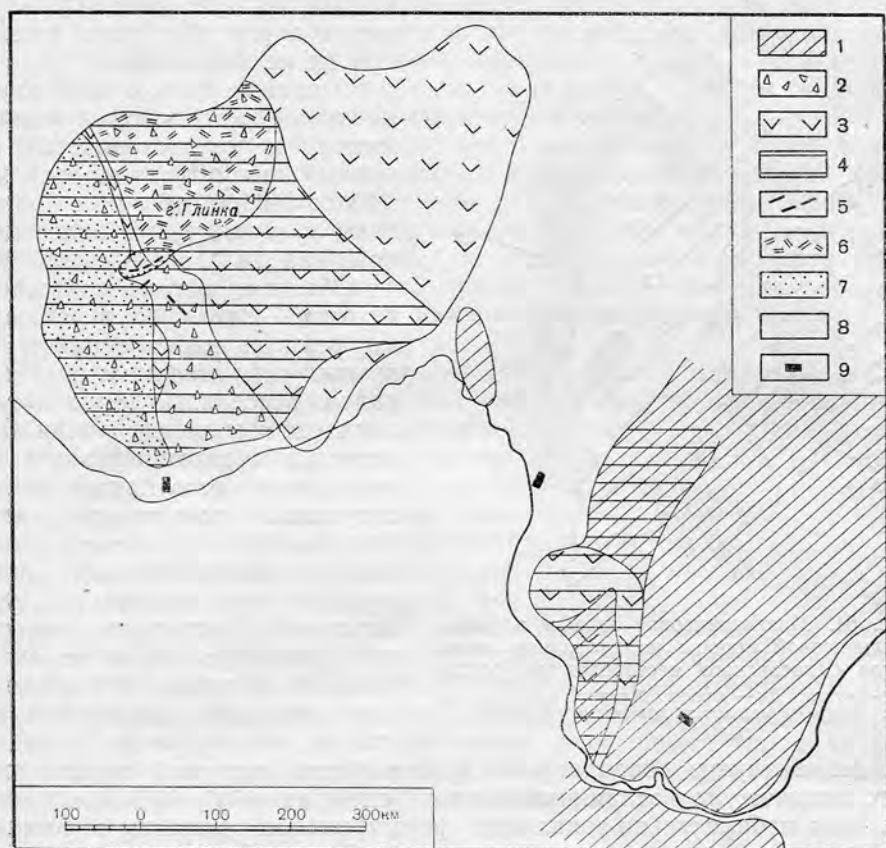


Рис. 50. Схематическая геологическая карта Секисовского алунито-каолинового месторождения в Рудном Алтае (по Н. Н. Куреку, 1924 г.)

1 — туфы и песчаники ДР; 2 — преобладающие туфобрекчии и агломератные туфы; 3 — пропилитизированные кератофиры (дациты) СР; 4 — зоны каолинизации (каолиновые вторичные кварциты); 5 — каолиновые жилы; 6 — зоны алунизации (алулитовые и алунито-каолиновые вторичные кварциты); 7 — вторичные кварциты (монокварциты); 8 — современные наносы; 9 — займки

из каолинита и примеси кварца, лимонита, гематита[?], рутила и очень редко алунита. Встречаются еще и карбонаты, но они, вероятнее всего, супергенные. Надо полагать, что имеются разновидности каолиновых пород, переходные к каолиновым кварцитам, о чем свидетельствуют приведенные Куреком химические анализы.

Алуни-кварцевые породы (алулитовые вторичные кварциты), судя по реликтовым структурам, образовались из кератофиров и кластических пород — туфов и брекчий. Они занимают северную вершинную часть горы и на рис. 50 показаны как каолинизированные породы, на которые наложилась алунизация, что близко к действительности. Площадь распространения пород, по данным Курека, около 30 тыс. м², хотя Тригулов указывает около 20 тыс. м².

Минеральный состав алунитовых кварцитов следующий: вторичный и первичный кварц (60—80%), алуни́т с обычным содержанием около 30% (по Тригулову, среднее 20%), очень часто встречаются дикцит, каолинит, примесь постоянного рутила, а также лимонит по пириту. Содержание алуни́та местами достигает 50%, а вообще количество его в образцах весьма изменчиво — от редких зерен до почти мономинеральных агрегатов или биминеральных алуни́то-каолинитовых пород.

Форма тел этих «чистых» алуни́товых пород и частота проявления их не выяснены.

Основным фоном шлифов алуни́товых кварцитов является микро- и криптозернистый вторичный кварц (размер зерен от 0,05 до 0,4 мм) обычно с прожилками и скоплениями более крупного кварца (до 1—2 мм).

Обычные формы нахождения алуни́та — это агрегатные псевдоморфозы по вкрапленникам первичных алюмосиликатных минералов, рассеянные зерна и скопления их и, наконец, жилки. В агрегатных псевдоморфозах к алуни́ту очень часто присоединяется вторичный роговиковый кварц (до 20—30% от общего объема псевдоморфозы) и часто дикцит и даже, как указывает Курек, каолинит. Последнего минерала при просмотре старой коллекции автор не заметил. В совместных псевдоморфозах алуни́та и диккита в центре всегда находится

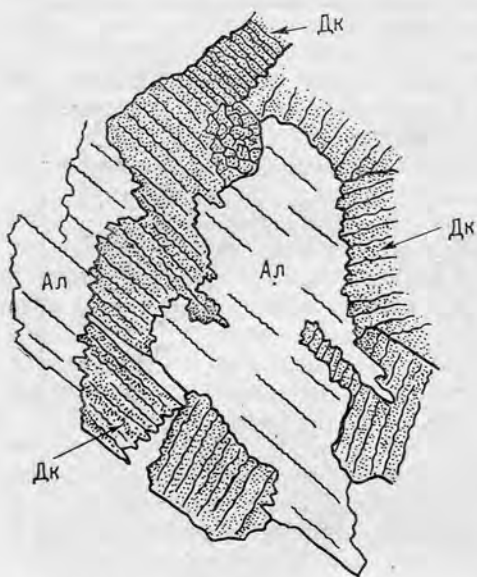


Рис. 51. Микрозарисовка шлифа алуни́то-каолинитовой породы из вторичных кварцитов Секисовского месторождения ($\times 150$)
Ал — алуни́т, Дк — дикцит. Алуни́т, кажется, замещается дикцитом

дикцит, а алуни́т располагается по периферии, окружая агрегат крупного диккита, что воспринимается как более раннее образование диккита или как избирательно-зональное формирование: диккита в основном ядре плагиоклаза, а алуни́та — в наружной кислой, а может быть, даже калиевой зоне. Более позднее по сравнению с дикцитом формирование алуни́та на Секисовском месторождении подтверждается явлениями расщепления диккита длинными лейстами и даже жилками алуни́та и, наконец, отчетливым замещением пластинками алуни́та чешуек диккита, от которого в алуни́те остаются только одновременно гаснущие «изъеденные» куски (рис. 51).

Н. Н. Курек отмечает в окварцованных породах наличие розовых и желтых скоплений алуни́та и каолиновых минералов в виде желваков и почек. В этих скоплениях лейсты алуни́та располагаются по периферии и даже проникают по радиальным направлениям внутрь почек, состоящих из каолиновых минералов.

Размеры зерен алуни́та в среднем составляют десятые и сотые доли миллиметра, но иногда достигают до 2 мм. Очень часто мелкие зерна вторичного кварца пойкилитово прорастают пластинку алуни́та подобно тому, как это было указано для Семиз-Бугу и Коунрада. Алуни́т как бы растет в агрегате вторичного кварца, захватывая его зерна. Это производит впечатление более раннего образования вторичного кварца, но с последующим при росте алуни́та увеличением размеров его зерна благодаря перекристаллизации, может быть, за счет переотложения SiO_2 из алюмосиликатов, замещаемых алуни́том. Инте-

ресно, что это пойкилитовое прораствание имеет место только в изолированных пластинках алунита в основной массе породы, но не в пластинках из алунино-кварцевых псевдоморфоз, в которых и тот и другой минерал изолированы. Интересно и то, что подобные пойкилитовые прораствания не наблюдаются ни в основной массе, ни в псевдоморфозах широких пластинок диккита.

Надо отметить как типичное явление для алунитовых, а также и «каолинитовых» кварцитов загрязненность вторичного кварца буроватым веществом — «пылью», которая иногда распределяется зонально, чем подчеркивает рост кварца и его зональность. «Пыль» эта представляет, вероятнее всего, скопления пузырьков газа и жидкости, составляющих частое явление во вторичных кварцитах.

Относительно взаимоотношений постоянных минералов-примесей — рутила и пирита с кварцем, алунитом и каолиновыми минералами надо указать, что они подобны отмеченным для других месторождений типа вторичных кварцитов. Так, рутил сосуществует или изолированно, или в виде пойкилитовых включений, но никогда ничем не замещается. Пирит же встречается то в ксеноморфных формах в кварцевых жилках, цементируя кварцевые зерна, то образует идиоморфные зерна в основной массе породы.

Из рассмотрения взаимоотношений главнейших минералов видно, что на Секисовском месторождении, подобно другим месторождениям типа вторичных кварцитов, основные минеральные их фации характеризуются такими группами почти одновременных минералов:

Кварцевая	фация	— кварц + рутил + пирит.
Алунитовая	„	— кварц + рутил + алунит + пирит.
Каолинитовая	„	— кварц + рутил + $\frac{\text{диккит}}{\text{каолинит}}$ + пирит.

В каолинитовой фации выделяется интересная ассоциация одновременно-равновесных минералов: каолинит+зунит, что предполагает нахождение на месторождении каолинито-зунитового типа вторичных кварцитов, являющегося, вероятнее всего, переходным типом к зунитовой фации. Слабо изученная на месторождении серицитовая фация характеризуется парагенезисом состава: кварц+рутил+серицит+пирит.

Мы не указали промежуточных, т. е. переходных, разностей пород между чистыми типами — фациями. Они характеризуются сложным смешанным составом.

Зональность расположения фаций отвечает, по-видимому, такому последовательному ряду от внешней зоны к внутренней: слабо пропилитизированные с пиритом породы, серицитовая фация, каолинитовая, алунитовая и кварцевая (монокварциты) фации.

Последовательность же формирования их, судя по взаимоотношениям алунита и каолиновых минералов, представляется в том же порядке: сначала пропилитизация пород, затем образование из них серицитовых кварцитов, потом — каолинитовых и, наконец, — алунитовых и монокварцитов.

Следует отметить, что по результатам лабораторных испытаний каолиновой глины Секисовского месторождения дано такое заключение: «Испытуемые глины принадлежат к очень ценным огнеупорным глинам типа каолина и могут быть применены в различных керамических производствах, в том числе и для высокосортного огнеупорного кирпича» (Курек, 1930, стр. 32). Добавим еще, что в 20-х годах измененными породами месторождения интересовались в отношении нахождения в них полиметаллических руд. Единственный анализ пропилитизированного порфира показал отсутствие Au, Ag, Cu, Pb и Zn.

Месторождение представляет интересный комплекс пород типа вторичных кварцитов и заслуживает основательного геологического и минералого-петрографического изучения и глубокой разведки с целью выяснения его структуры, вертикальной зональности измененных пород, поведения на глубину каолиновых жил и возможного наличия металлического оруденения.

УРАЛ

Серовский район

Здесь, в б. Богословском Горном округе впервые названы и описаны «вторичные кварциты» — эндогенно-метасоматические породы, отнесенные вместе с кварцевыми эпидозитами и змеевиками к группе «гидатометаморфизованных» пород.

Бывший Богословский Горный округ занимал большую площадь — 80 км по параллели и 100 км по меридиану — на территории нынешнего Серовского района, от р. Каквы на юге до 60°45' с. ш. (до Ивделя).

Участок, где были встречены и впервые описаны вторичные кварциты, расположен в верхней части бассейна р. Турьи (рис. 52) и северных притоков р. Каквы. Он тянется на 30 км к северу от последней почти вплоть до Княспинского озера. На восточном краю находился Богословский завод, а в 15—18 км к востоку от него расположены месторождения Турьинских рудников.

Описываемый участок относится к увалистой полосе восточного склона Урала. Немногие вершины увалов, как, например, гора Булдыр, превышают 250 м, что составляет превышение над уровнем и руслом р. Турьи всего 80—90 м.

Углубленным исследованием вторичных кварцитов участка, вероятно, никто после Е. С. Федорова и В. В. Никитина не занимался, и данные, которые здесь сообщаем, основаны на описаниях первых исследователей, работе Н. Е. Каржавина и В. И. Орловой (1932 г.) и беглом просмотре автором летом 1940 г. десятка шлифов в Турьинском музее.

Участок с вторичными кварцитами делится на две меридиональные неравноценные полосы: восточную — узкую с преобладающим развитием осадочных пород и западную — широкую с почти исключительным развитием изверженных пород. Осадочные породы состоят главным образом из известняков, сланцев и песчаников и отчасти из туфов, порфиритов и туффитов. Е. С. Федоров и В. В. Никитин относил их к самым древним образованиям в районе — к D_1 . Изверженные породы представлены главным образом диабазами, диабазовыми порфиритами, пироксеновыми порфиритами и группой более кислых экструзивов: от кварцевых альбитофиров, через олигоклазофиры и до роговообманковых андезинофиров, по терминологии Е. С. Федорова. В юго-западном углу участка прослежена большая интрузия роговообманковых гранитоидов.

Вторичные кварциты залегают среди альбитофиров, андезинофиров и их туфов отдельными изолированными полями, общая площадь которых по карте Е. С. Федорова составляет около 30—40 км². В действительности же, по сообщению Е. С. Федорова и как утверждает Н. Е. Каржавин, площадь вторичных кварцитов значительно больше.

Вторичные кварциты образовались, как это считали Федоров и Никитин, из группы пород от кварцевых альбитофиров до андезинофиров и вулканических туфов, реликтовая структура которых хорошо видна под микроскопом. Вторичные кварциты пористы и состоят из вторичного кварца и почти постоянной примеси лимонита, который местами вытесняет кварц, и порода становится бурым железняком. В большинстве



Рис. 52. Схематическая геологическая карта Верхне-Турьинского района на Среднем Урале (по Е. С. Федорову и В. В. Никитину, 1901 г.)

1 — известняки D_1 ; 2 — сланцы и песчаники D_1 ; 3 — туфы порфиритов и туфитов; 4 — диабазовые порфириты, диабазы и пироксеновые порфириты; 5 — альбитофиры, олигоклазофиры и роговообманковые андезинофиры; 6 — роговообманковые гранитоиды; 7 — вторичные кварциты; 8 — наносы

случаев содержание SiO_2 в окварцованных породах 60—70%, т. е. почти такое же, что и в андезинофирах.

Близкой по ассоциации с вторичными кварцитами является группа, названная Федоровым «кварцевыми эпидозитами», происшедшая из более основных лав: авгитовых и диабазовых порфиритов. Породы эти состоят из кварца, альбита, амфибола, хлорита и эпидота. Судя по описанию, это типичные зеленокаменные пропилитизированные породы, ассоциирующиеся в колчеданных месторождениях с кварцсерицитовыми сланцами.

Генезис вторичных кварцитов остался неясным авторам первого их описания. «Как объяснить, — писали они, — это появление изолированной и столь обширной полосы вторичных пород столь исключительного состава, что он почти сводится к кварцу и водным окислам Fe в весьма неравномерном распределении?» (Федоров, Никитин, 1901)

Участок б. Богословского горного округа с вторичными кварцитами сложен, по данным Н. Е. Каржавина, в основном порфиритами, включающими отдельные поля вторичных кварцитов. Кварцитовые породы местами пористы, а местами плотны, но те и другие очень часто заохрены — лимонитизированы.

Главное поле вторичных кварцитов и притом наиболее заохренных — с бурыми железняками — занимает гору Булдыр. На горе пройдено несколько линий старых (1897 г.) и новых (1920 г.) шурфов и одна шахта. В отвалах выработок преобладают заохренные вторичные кварциты и заохренные порфириты. Реликтовая структура последних хорошо сохранилась во вторичных кварцитах и видна не только под микроскопом, но и макроскопически. По Н. Е. Каржавину, вторичные кварциты состоят только из кварца и лимонита. Никаких других минералов и корунда, из-за которого главным образом и производился в 1932 г. пересмотр «федоровских» кварцитов, не обнаружено. В одном из старых шурфов установлена «каолиновая» порода неизвестного генезиса, а в другом месте обнаружено незначительное медное оруденение.

В результате проведенных ревизионных работ, Н. Е. Каржавин и В. И. Орлова обнаружили сходство «федоровских» вторичных кварцитов с семизбугинскими и потому считали их благоприятными нахождение корундовых залежей.

Летом 1940 г. автор просмотрел под микроскопом десяток прозрачных шлифов из «федоровских» вторичных кварцитов горы Булдыр. В одном из них — именно в обр. 10 из квадрата «1m» обнаружены очень мелкие зерна андалузитоподобного минерала, константы которого уточнить не удалось. Содержание его в шлифе составляло около 5—8%.

Ивдельский район

Вторичные кварциты в Ивдельском районе установлены в начале 30-х годов при геологической съемке, проводившейся группой геологов под руководством Е. П. Молдаванцева. Эта съемка охватила узкую полосу восточного склона Северного Урала от параллели Денежкина Камня на юге до верховьев р. Лозьвы. Вторичные кварциты обнаружены были здесь в нескольких местах на участке длиной 60 км от параллели Ивделя, а впоследствии — и далее на север за р. Вижай.

Являясь северным продолжением б. Богословского Горного округа, Ивдельский район повторяет основные черты его геологического строения. Подобно описанному «федоровскому» участку, здесь также имеются две меридиональные различные полосы: восточная — к р. Лозьве, сложенная в основном осадочными породами нижнего девона, и западная, представленная вулканическими породами верхнего силура и интрузивными их основными гранитоидами (рис. 53).

Вулканическая толща верхнего силура относится к уинлок-лудлоу и состоит в основном из лав и туфов среднего и основного и отчасти кислого состава. По схеме Е. П. МолдавANCEВА, к уинлоку относятся плагиоклаз-пироксеновые порфириды андезито-базальтового состава, к нижнему лудлоу — спиллиты с массой туфов и брекчий и к верхнему лудлоу — кислые лавы и палеотрахиты. Кислые лавы представлены главным образом «альбитофирами», т. е. кварцевыми и базокварцевыми натровыми порфирами, вернее альбитизированными кварцевыми порфирами и дацитами. В северной половине участка много малых интрузивных тел, главным образом даек кварцевых и базокварцевых порфи-

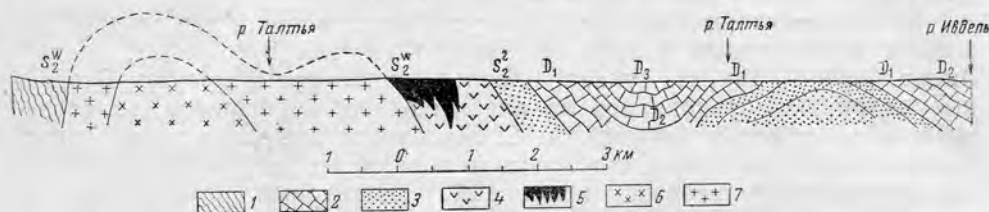


Рис. 53. Геологический разрез участка вторичных кварцитов в Ивдельском районе на Северном Урале (по Е. П. МолдавANCEВУ, 1936 г.)

1 — амфиболиты S_2^W ; 2 — известняки D_1, D_2, D_3 ; 3 — туфы порфиритов $S_2^{(2)} + D_1$; 4 — порфириды S_2^W ; 5 — вторичные кварциты; 6 — габбро; 7 — гранодиориты и кварцевые диориты

ров — «альбитофиров», секущих плагиоклаз-пироксеновые порфириды нижнего силура.

Вулканическая толща сложена в меридиональные складки. Углы падения пород от 25 до 70°. Динамометаморфизм их, в общем, выражен слабо.

Интрузивные породы представлены в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами, слагающими несколько крупных меридионально вытянутых тел, секущих вулканические породы нижнего силура и образовавшиеся из них вторичные кварциты.

Вторичные кварциты залегают в толще вулканических пород нижнего силура между гранитоидными интрузиями на западе и осадочными верхнедевонскими породами на востоке.

Е. П. МолдавANCEВЫМ на карте района, составленной им в мелком масштабе, показано четыре больших поля — линзы вторичных кварцитов, прижимающиеся к гранитоидным интрузиям. Он рассматривал эти породы в соответствии с существовавшей тогда «контактовой теорией» К. Н. Озерова как продукты контактового метаморфизма вулканических пород под влиянием гранодиоритовых интрузий.

В результате позднейших геологических исследований района и главным образом изучения измененных пород, которые проводил А. С. Мельников в 1952—1955 гг., оказалось, что полей вторичных кварцитов больше, что форма их и величина иные и что вторичные кварциты не опоясывают интрузии наподобие контактовых ореолов, а секутся ими. По А. С. Мельникову, вторичные кварциты залегают в альбитофиро-спилитовой толще долудловского возраста. Они образовались в связи с послемагматической деятельностью долудловского экструзивного вулканизма — до внедрения гранитоидных интрузий, которые рвут всю нижнелудловскую толщу, а также и вторичные кварциты. Галька вторичных кварцитов встречается в конгломератах и песчаниках, залегающих в основании вышележащей нижнелудловской толщи.

Выяснилось, что в Ивдельском районе имеется около 15 отдельных полей вторичных кварцитов, сгруппированных на двух участках района, заснятого Е. П. МолдавANCEВЫМ. На Южном участке в 20—23 км

к западу от пос. Ивделя и непосредственно к северу за р. Тальтя имеется три поля общей площадью около 6 км². А. С. Мельников указывает вторичные кварциты еще в хребте Шемур, расположенном к западу от вышеуказанных полей вторичных кварцитов.

В 30 км к северу от первого начинается второй — Северный участок полей вторичных кварцитов, тянущихся цепью от р. Южной Ташемки, через р. Вижай и до Северной Ташемки — до устья р. Лохня. В самом южном конце участка вторичные кварциты слагают гору Яны-Паль-Чокур; далее на север они прослеживаются на горе Усть-Паль-Чокур, горе Медвежий Камень и в других возвышенных местах. Перед р. Вижай находится самое большое поле площадью 6 км².

В составе вторичных кварцитов установлены почти все главнейшие минералы вторичных кварцитов Казахстана: кварц, серицит, рутил, пирит, алуниит, диккит, зунит, диаспор, андалузит и корунд. Вторичные кварциты образовались из альбитофиоров, порфиринов, палеотрацитов и их туфов и брекчий. А. С. Мельников выделяет такие минеральные типы вторичных кварцитов (в порядке их распространенности): серицитовый, алунитовый, кварцевый, диккитовый, диаспоровый и пиррофиллитовый. Наблюдается тесная ассоциация зунита и диккита. Среднее содержание алуниита в алунитовых кварцитах 30—32%. Местами содержание его достигает 65%. Химический анализ алунитового кварцита показал наличие К₂O 3,35% и Na₂O 2,0%, что соответствует среднему или даже основному составу исходных пород.

Что касается зональности минеральных типов, то А. С. Мельников отмечает общее для всех участков явление переходов вторичных кварцитов в пропицитизированные породы, часто пиритизированные, причем не всегда диаспоровая или диккитовая фация переходит в пропициты через промежуточную фацию серицитовых кварцитов. Последнее требует специального изучения.

Наиболее рудоносными породами, как считает А. С. Мельников, являются серицитовые кварциты и пропициты. В некоторых местах породы эти прикрыты «железными шляпами». Заложённые на одной из них две буровые скважины вскрыли на горизонтах 15, 34 и 69 м от поверхности массивные колчеданные руды, состоящие в основном из пирита и примеси халькопирита.

Павдинская дача

По данным В. М. Сергиевского (1944), открывшего во вторичных кварцитах Павдинской дачи высокоглиноземные минералы, эти породы развиты от Красноуральского района до Ивдельского. Такое распространение надо считать только для вторичных кварцитов Павдинской дачи, которые обследовал и проверил под микроскопом В. М. Сергиевский. Вторичные же кварциты других мест на этом промежутке в 200 км. за исключением Ивдельского района, не ясны и под микроскопом не проверялись. При геологической съемке в 1940 г. 35-километровой полосы к северу от Красноуральска автор обнаружил лишь линзу кварц-серицитовых сланцев, но вторичных кварцитов не установил.

Район Павдинской дачи расположен к югу от б. Богословского Горного округа. Участок, на котором В. М. Сергиевский открыл вторичные кварциты, находится на северной оконечности Среднего Урала между р. Ис на юге и р. Каква на севере. Таким образом, он является продолжением к югу описанного выше «Федоровского» участка в бассейне верховьев р. Турьи. Большая часть площади сложена слабо дислоцированными верхнесилурийскими средними и основными слабо измененными лавами, туфами и туффитами, изредка прослоенными кислыми лавами. Падение покровов и пластов пологое: от 5 до 15° и

очень редко 30°. Глубинных интрузий на участке нет, но зато имеются очень небольшие штоки кварцевых «альбитофиров», секущих толщу вулканогенных пород. Они проникают только до пород верхнего лудлоу и не достигают поверхности на 200—300 м. «Альбитофиры» этих «субвулканических» интрузий отвечают по составу дацитам и кератофирам и мало чем отличаются по структуре от эффузивных альбитофиров.

Эффузивные и интрузивные «альбитофиры» в контактовой зоне, т. е. в экзо- и эндоконтакте, осветлены: окварцованы, серицитизированы и пиритизированы. Ореол осветления окружен, как это отмечается в Ивдельском районе, на Кабанском, Красноуральском и других колчеданных месторождениях Урала, более широким ореолом альбитизации и хлоритизации, т. е. пропилитизации. Вдоль самого контакта развиты богатые кварцем породы с «каолинитом» (вероятно, диккитом), андалузитом, диаспором и зуннитом. Мощность осветленной зоны и существенно кварцевой, а также взаимоотношения минералов В. М. Сергиевский не указал.

Таким образом, гидротермально-измененные альбитофиры около «субвулканических» штоков Павдинской дачи тождественны вторичным кварцитам Казахстана. Указана та же зональность минеральных типов: во внутренней зоне — вторичные кварциты андалузитового типа с диаспором и зуннитом и во внешней — по направлению к эффузивам — серицитовые вторичные кварциты, которые дальше переходят в пропилитизированные альбитофиры.

В. М. Сергиевский указывает, что массивы гидротермально-измененных пиритизированных кварц-серицитовых пород и вторичных кварцитов прослеживаются на протяжении всей Павдинской дачи.

Красноуральская группа колчеданных месторождений

Красноуральские медноколчеданные месторождения автор описывает по результатам съемок 1940 и 1941 гг. и новым данным по минералогии околорудных пород, полученных А. В. Горох в 1956 г.

Красноуральская группа колчеданных месторождений находится в северной части Среднего Урала. Она расположена в мощной зеленокаменной толще вулканических пород, которая к югу за Кушвой резко сужается. По данным съемки 1940—1941 гг., зеленокаменная толща в пределах района Красноуральских месторождений образует полную антиклинальную складку северо-северо-западного простирания. Углы падения пород 45—70° (рис. 54). Расстояние между окаймляющими ее синклинальными перегибами около 10 км. Восточная синклиналь срезается под косым углом крупной интрузией гипербазитов, превращенных в серпентиниты, которая в свою очередь срезается крупной интрузией гранитов, относящихся к девону или даже карбону. В ядре антиклинали залегает весьма сложной формы экструзивный шток мелкозернистых аплитовидных гранитов, вытянутый в направлении оси антиклинали.

Зеленокаменная вулканическая толща района Красноуральских месторождений состоит из трех основных комплексов:

1. Нижнего мощного экструзивного комплекса S_2 (венлок — лудлоу), состоящего из плагиоклазовых, плагиоклазо-пироксеновых, авгитовых и диабазовых порфиритов и диабазов, переслоенных туфами, брекчиями, агломератами, пирокластовыми лавами, изредка ортофировыми лавами и кремнистыми сланцами. Этот нижний комплекс подвергается в сравнении с верхними комплексами наиболее сильному динамометаморфизму и вмещает рудные линзы Красноуральских месторождений.

2. Среднего ортофирового комплекса S_2-D , налегающего с некоторым несогласием на нижний и состоящего из туфобрекчиевых и агломератовых ортофирировых лав, туфов, брекчий и ортофирировых лав.

3. Верхнего маломощного порфирирового комплекса D_1 , согласно налегающего на ортофиры и состоящего из порфириров и диабазов.

В пределах развития ортофириров имеются два небольших экструзивных штока щелочных сиенитов, вблизи которых наблюдается чередование как в плане, так и в разрезе отдельных членов сложного ортофирирового комплекса. Вероятно, здесь находились боковые центры излияния лав, связанные с главными центрами, расположенными на участке Красноуральских месторождений.

Породы вулканической толщи очень часто рассланцованы и особенно сильно в пределах антиклинального перегиба — около штока. Направление расланцевания, в общем, совпадает с простиранием

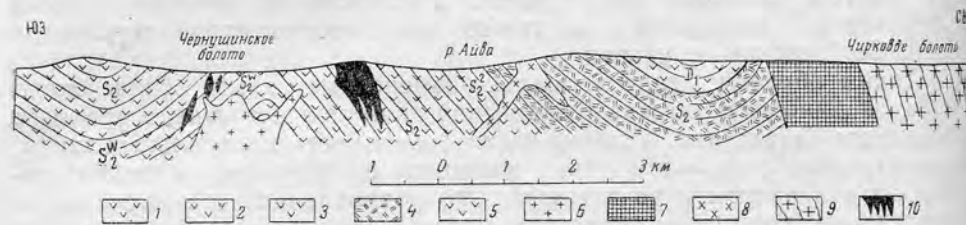


Рис. 54. Геологический разрез Айвинского участка Красноуральской группы месторождений (по Н. И. Наквнику, 1941 г.)

1 — авгитовые порфириды S_2^w ; 2 — экструзивный порфирировый комплекс S_2 ; 3 — авгитовые порфириды S_2^d ; 4 — экструзивный ортофирировый комплекс S_2-D_1 ; 5 — экструзивный порфирировый комплекс D_1 ; 6 — аплитовидные мелкозернистые граниты; 7 — серпентинит; 8 — щелочные сиениты (некк); 9 — гнейсифицированные граниты; 10 — кварц-серицитовые сланцы

слоистости, но местами переходит в меридиональное и даже северо-восточное и не совпадает с падением слоистости; падение сланцеватости более крутое.

Колчеданные линзы ориентированы согласно с вмещающими их кварц-серицитовыми сланцами и в совокупности составляют от самого южного Красногвардейского месторождения до северного Абатуровского полюсу почти меридионального простирания с некоторым отклонением к северо-западу. Рудные линзы залегают в крыльях сводовой части антиклинали по обе стороны экструзивного штока: к западу от него — минерализованная зона Айвинско-Меженского участка и к востоку — зона собственно Красноуральских месторождений, почти примыкающих к гранитному штоку, который местами, очевидно, сечет сланцы.

Главнейшие рудные линзы Красноуральских месторождений состоят на 75% из пирита, к которому присоединяются следующие минералы: халькопирит, сфалерит, арсенопирит, галенит, ковеллин, халькозин, кварц (10—15%), серицит, хлорит, гипс, кальцит и сидерит. К ним надо добавить еще мельниковит-пирит и мельниковит, обнаруженные недавно А. В. Горох (1959) на Красногвардейском участке, где они встречаются довольно часто и дают прекрасные примеры зонально-колломорфного строения: почек, сферолитов, глобулей. Мельниковит встречается в виде сажистой руды, аналогичной черному сульфиду серных месторождений Японии.

Мощность кварц-серицитовых сланцев, окаймляющих крупные колчеданные линзы, больше в хвостовой части, чем в верхней, и неодинакова с обеих сторон (рис. 55). Обычная мощность их 30—50 м и очень редко около 100 м. Кварц-серицитовые сланцы перемежаются

линзами сланцеватых кварцитов, серицитовых сланцев, кварц-хлорито-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев. Далее во внешнюю зону они переходят в пропилитизированные — «зеленокаменные» породы порфиритового комплекса. Зона пропилитизации прослежена автором по скважинам на 300 м в каждую сторону от крупных рудных линз с целью установления фациальных закономерностей минеральных типов. Оказалось, что в самой внешней зоне порфиритового комплекса на расстоянии 300—400 м от рудной линзы альбитизированные порфириды характеризуются развитием обильного эпидота, актинолита и отчасти хлорита. Ближе к рудному телу в альбитизированных порфи-

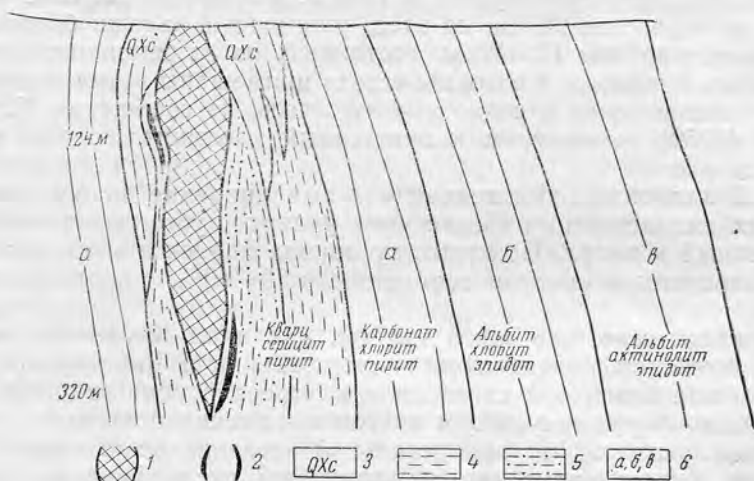


Рис. 55. Схематический поперечный разрез через главную линзу Красногвардейского месторождения (по Н. И. Наковнику, 1941 г.)

1 — колчеданная линза; 2 — прослой пирито-диаспоро-«серицитовой» породы; 3 — кварц-хлоритовые и кварц-серицито-хлоритовые сланцы; 4 — кварц-серицитовые сланцы; 5 — кварц-серицитовые сланцы с обильным пиритом; 6 — минеральные фации пропилитизированных сланцеватых порфиридов — зеленокаменных пород (с указанием главных минералов)

ритах появляется обильный хлорит и исчезает актинолит, еще ближе — исчезает эпидот и появляются пирит и обильный карбонат; далее увеличивается содержание серицита, вторичного кварца и исчезают альбит, карбонат, а потом и хлорит; породы переходят в кварц-хлорит-серицитовый сланец или в кварц-хлоритовый или кварц-серицитовый сланец или даже в кварцитовый сланец — в «монокварциты».

Таким образом, по направлению к рудному телу наблюдается такая зональность минеральных фаций, характеризующихся следующими парагенетическими ассоциациями минералов:

<i>Амфиболо-эпидотовая</i>	фа́ция	— альбит + амфибол + эпидот.
<i>Эпидото-хлоритовая</i>	"	— альбит + эпидот + хлорит.
<i>Хлорито-карбонатовая</i>	"	— альбит + хлорит + карбонат + пирит.
<i>Кварц-хлорито-серицитовая</i>	"	— кварц + хлорит + серицит + пирит.
<i>Кварц-серицитовая</i>	"	— кварц + серицит + пирит и примесь сульфидов Си и Рb, карбоната, хлорита, барита, гипса и альбита.
<i>Кварцевая</i>	"	— кварц + пирит и примесь сульфидов Си и Рb

Во всех перечисленных фациях, кроме первых двух, присутствует рутил. Соотношение содержания кварца и серицита в кварц-серицитовых сланцах колеблется от 3 : 2 до 2 : 3.

Высокоглиноземные минералы комплекса вторичных кварцитов обнаружены в следующих местах в кварц-серицитовых сланцах, кото-

рые надо рассматривать как серицито-кварцевую фацию вторичных кварцитов:

1. На территории Старо-Левинского рудника в шурфе вблизи гранитного штока. Здесь установлена пиррофиллито-диккитовая порода с рутилом, принимавшаяся прежде за талько-карбонатную породу.

2. В хвостовой части главной линзы Красногвардейского месторождения на глубине 305—320 м. Здесь диаспор развит среди «серицита», рутила и пирита. Последний цементирует диаспор и внедряется в него по спайности.

3. С западной стороны главной линзы на глубине 124 м. Здесь диаспор установлен среди «серицита», пирита, рутила и барита. Кроме того, А. В. Горох обнаружил в 1956 г. высокоглиноземные минералы еще и на горизонте 224 м, но здесь уже в виде залежи биминеральной породы мощностью 10—12 м, состоящей из переменного количества серицита и диаспора, к которым всегда примешаны рутил и пирит, часто пиррофиллит и топаз и редко апатит. Здесь, по сообщению Г. А. Курицыной (1959), установлен и гипогенный каолинит, но это, вероятнее всего, диккит.

4. В кварцитах, заканчивающих выклинивание полосы кварц-серицитовых сланцев Старо-Левинского рудника, установлен топаз, часто включенный в кварц. По существу порода является топазовым вторичным кварцитом, в котором топаза около 30—40%, с примесью крупного рутила.

Показательно, что здесь так же, как и на Кабанском месторождении, шведском колчеданном месторождении и Чирагидзоре, высокоглиноземные минералы тяготеют к внутренней зоне гидротермального изменения — к рудному телу и притом к его нижней части.

Надо ожидать, что при детальной ревизии всего керна старых скважин Красноуральских месторождений число находок высокоглиноземных минералов вторичных кварцитов увеличится и будут установлены более крупные зоны вторичных кварцитов.

Из указанных мест проявления типичных минералов вторичных кварцитов наиболее интересным и лучше изученным является горизонт 224 м с западной стороны главной линзы. Здесь, как описывает А. В. Горох, залежь высокоглиноземной сланцеватой породы находится почти у колчеданной линзы (в 10 м от нее) в кварц-серицитовых сланцах. Она прослежена по простирацию в меридиональном направлении на 30 м. Западный край залежи обогащен желваками серицито-топазовой породы, а внутренняя зона — диаспором (до 60%), который местами образует почти мономинеральную породу — диаспорит. К этой зоне приурочен и пиррофиллит. Он образует маломощные (до 1,5 см) линзовидные прожилки шестоватого строения. Во внешних зонах залежи преобладают диаспоро-серицитовые породы с содержанием диаспора 20—30%.

Соответственно сказанному, А. В. Горох выделяет диаспоро-серицитовые сланцы внешней зоны и серицито-диаспоровые сланцы внутренней зоны. Первые характеризуются мелкоузловатым строением, обусловленным рассеянными скоплениями диаспора, рассеченного тонкими жилками «серицита». Размер зерен диаспора — десятые доли миллиметра, зерна серицита имеют размер значительно меньше. Последние отличаются розоватым цветом, присутствием пиррофиллита и крайне неравномерным распределением диаспора, образующего то «плотные» микро-криптозернистые скопления, в которых внешние края более зернисты, то призматически-зернистые агрегаты линзовидной формы. Диаспор часто прорастает и замещается серицитом, который сечет крупные чешуйки пиррофиллита. Размеры последних достигают 2 мм. Рутил во всех типах пород идиоморфен. Размеры его кристаллов составляют сотые и тысячные доли миллиметра. Топаз очень тонко-

дисперсен, и размеры его кристаллов редко достигают тысячных долей миллиметра. Топаз проверен химически и рентгенометрически. Замещается серицитом. В общем, серицит представляется минералом более поздним, чем апатит, диаспор, топаз и пирефиллит.

А. В. Горох подчеркивает, что рассеянный пирит в залежи имеет округлую форму вследствие, возможно, того, что он обтерт при расланцевании породы. Есть ли это сферолиты бывшего мельниковита, характерного для вторичных кварцитов-опалитов серно-железо-сульфидных месторождений Камчатско-Курило-Японской вулканической провинции, пока не установлено.

Кабанское колчеданное месторождение

Кабанское колчеданное месторождение описываем по трудам В. П. Логинова (1950, 1951), изучавшего его в течение ряда лет после открытия на Кабане в 1943 г. в кварц-серицитовых сланцах типичных минералов и высокоглиноземных пород комплекса вторичных кварцитов (Логинов, 1944).

Как свидетельствует В. П. Логинов, к 1950 г. была «целенаправленно завершена поставленная перед нами довольно широкая программа исследований» (Логинов, 1950, стр. 148). Эти исследования пород и минералов Кабанского месторождения являются наиболее широкими и детальными.

Опубликованная в 1951 г. работа В. П. Логинова дает более или менее полную характеристику геологии и петрографии месторождения и особенно минералогии осветленных пород с их высокоглиноземными минералами. Несмотря на некоторые спорные положения, эта работа В. П. Логинова является одной из немногих углубленных работ о вторичных кварцитах и гидротермально-измененных породах вообще.

Кабанское колчеданное месторождение расположено в 20 км к северо-западу от Красноуральска, в западной вулканической полосе зеленокаменной толщи восточного склона Северного Урала и состоит из пяти рудных участков. В западной части этой полосы залегает большая интрузия плагиогранитов, а далее к западу следуют диориты и габбро осевой части Урала; средняя часть полосы представлена вулканическим комплексом из диабазов, альбитофиров и порфиритов и их туфов и брекчий, а восточная часть — слоистыми туфогенными песчаниками, мелкообломочными конгломератами и тонкослоистыми кремнистыми породами.

Простираение осадочных пород северо-западное ($310-320^\circ$) и падение пологое, вулканические породы имеют преобладающе меридиональное простираение и крутое падение. Осадочный комплекс подвергся меньшему смятию и расланцеванию. Стратиграфически он лежит выше вулканического — налегает на него с отчетливым угловым несогласием.

В. П. Логинов (1951) приводит следующий литолого-стратиграфический разрез месторождения сверху вниз:

I. Осадочный комплекс

1. Светло-серые слоистые песчаники с тонкими прослоями кремнистых пород и мелкообломочных конгломератов до 600 м
2. Темные тонкозернистые кремнистые породы с остатками скелетов радиолярий около 100 м

II. Вулканический комплекс

1. Эффузивные диабазы и диабазовые порфириты с редкими прослоями красных яшм, песчаников и мелкообломочных конгломератов в основании свиты до 350 м

2. Эффузивные кварцевые и кварцсодержащие альбитофиры	до 250—350 м
3. Вулканические брекчии альбитизированных плагиоклазовых порфиритов	около 100 .
4. Слоистые кристаллокластические туфы тех же порфиритов	100 .
5. Альбитизированные плагиоклазовые порфириты	300 .

По аналогии с разрезами более восточного и северного районов, Н. А. Штрейс считает осадочный комплекс нижним девоном, а вулканический комплекс месторождения относит к верхнему силуру: уинлок-лудлоу. В разрезе месторождения наблюдается антиклинальная складка, погружающаяся к югу, к западному крылу которой и приурочены все рудные тела месторождения. Ядро складки состоит из толщи рассланцованных и альбитизированных, т. е. зеленокаменно-измененных, плагиоклазовых порфиритов.

Помимо интрузии плагиогранитов, залегающей в крайней западной части Кабанской полосы, на месторождении имеется ряд мелких интрузивных тел, жил и даек кислых и основных пород: а) кварцевых и базокварцевых альбитофигов и порфиридных микросиенитов, б) диабазов и диабазовых порфиритов и в) габбро-порфиритов и авгитовых порфиритов. Наиболее распространены две первые категории, причем жилы и дайки альбитофигов являются наиболее мощными (до нескольких метров).

На основании взаимного пересечения жил, контактов, изменения пород и неодинакового распределения их в разных частях стратиграфического разреза устанавливается такая последовательность жильных образований от древних к молодым: альбитофиры → диабазы → габбро-порфириты и авгитовые порфириты.

Жилы и дайки альбитофигов и диабазов пересекают нижнюю часть разреза — эффузивные плагиоклазовые порфириты — и не встречаются стратиграфически выше эффузивных альбитофигов и диабазов, с которыми они петрографически сходны. Это сходство указывает на общность их магматического очага. Есть все основания считать, что многочисленные жилы и дайки альбитофигов, диабазов и диабазовых порфиритов являются субвулканическими интрузивными телами, внедрение которых сопровождалось сходными по химизму излияниями. Наиболее крупные дайки, проникшие до эффузивных альбитофигов и диабазов, застыли, вероятно, в трещинах вулканического аппарата, в пределах которого и расположено Кабанское месторождение.

Рудные тела — колчеданные линзы Кабанского месторождения, залегают в нижней части разреза, в толще рассланцованных плагиоклазовых порфиритов, их брекчий и кристаллокластических туфов, претерпевших «зеленокаменное» изменение, в котором альбитизация составляет характернейшую черту. По Логинову, оно обязано региональному метаморфизму.

Зеленокаменные породы превращены вблизи рудных тел, но не везде, в осветленные и белые породы — в кварц-серицитовые сланцы и вторичные кварциты с их высокоглиноземными породами. Мощность всей полосы измененных пород, т. е. «зеленокаменных» и «осветленных», от 600 до 1500 м.

Кабанское месторождение характеризуется группами параллельно сближенных, вертикальных и почти меридионально направленных рудных тел. Большая часть их является слепыми телами и только очень немногие, например на Южном Кабане, выходят на поверхность, образуя «железную шляпу» (рис. 56).

Форма рудных тел в основном линзообразная, но с тупыми или неправильно разветвляющимися верхушками. Верха линз граничат не

с осветленными породами, а с рассланцованными зеленокаменными, являющимися, по нашему мнению, пропилитизированными породами. Ориентировка линз иная по сравнению с ориентировкой слоистости вмещающих пород, но совпадает с их сланцеватостью. Наблюдающиеся трещиноватость, зеркала скольжения, сланцеватость и даже гнейсовидные текстуры в рудах свидетельствуют о том, что рудные тела образовались не одновременно с рассланцеванием и во всяком случае не позже. Есть основания полагать, что рассланцевание руд и вмещающих пород произошло одновременно, что первоначальная форма рудных тел была нелинзообразной и современную форму они приобрели вслед-

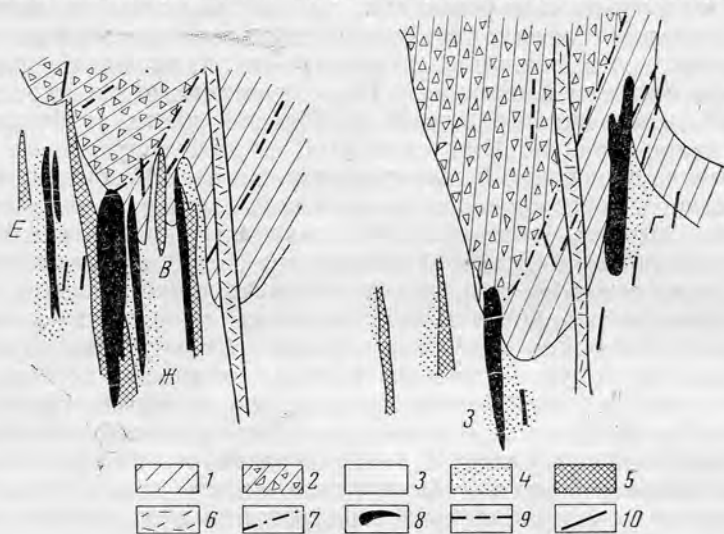


Рис. 56. Схемы геологического взаимоотношения колчеданных залежей, горных пород и стратиграфических и тектонических элементов на Кабанском месторождении (по В. П. Логинову, 1951 г.)

1 — слоистые кристаллокластические и лапиллиевые туфы порфиритов; 2 — вулканические брекчии и лапиллиевые туфы порфиритов; 3 — кварц-серпичитовые сланцы и вторичные кварциты по туфам и брекчиям порфиритов; 4 — алюмосилициты с топазом, зунитом, андалузитом, корундом, диаспором и пирофиллитом; 5 — жильные альбитофиры; 6 — жильные диабазы; 7 — стратиграфический контакт; 8 — колчеданные залежи; 9 — наклон первичной слоистости; 10 — наклон сланцеватости. Буквами обозначены рудные участки

ствие динамометаморфизма и что не сланцеватость служила проводником рудообразующих растворов, как полагали раньше (до 40-х годов), а трещины нарушения пород в вулканическом сооружении, в которых формировались также и альбитофировые жилы.

Сплошные руды колчеданных залежей Кабанского месторождения состоят из тех же гипогенных рудных минералов, что и в других колчеданных месторождениях Среднего Урала: главнейшего пирита и примесей — сфалерита, халькопирита, арсенопирита, тенантита и галенита. Кроме них, В. П. Логинов обнаружил еще гематит, мушкетовит, гипогенный борнит и энаргит. Из нерудных минералов в сплошной руде присутствуют: в верхах тел — кварц, хлорит, кальцит и сидерит, т. е. минералы, характерные для зеленокаменных пород и пропилитов, а в низах тел — кварц, серицит, пирофиллит, апатит и даже зунит и хлоритоид, т. е. минералы, характерные для сильного окolorудного изменения пород — для алюмосилицитов.

Гипогенно-осветленные окolorудные породы Кабанского месторождения с их высокоглиноземными породами явились для В. П. Логинова главным объектом изучения. Он называет их сборным термином «алюмосилициты», а «вторичными кварцитами» — существенно кварце-

вые породы с содержанием кварца выше 75%. Предлагая, как полагает В. П. Логинов, новое понимание термина «вторичные кварциты», он определяет в этих породах почти то же содержание кварца, какое определяет и автор (Наковник, 1947, 1953), но оставляет неясным минеральный состав примесей. Возникает вопрос: как следует, по В. П. Логинову, называть существенно кварцевые гипогенно-метасоматические породы в других случаях, в которых примесями будут не высокоглиноземные минералы, а иные.

Гипогенно-осветленные породы Кабанского месторождения характеризуются подобно вторичным кварцитам Казахстана прежде всего сходными геологическими условиями и значительным содержанием вторичного кварца, затем одинаковыми высокоглиноземными минералами и одинаковыми исходными породами—вулканическими породами. Но при этом имеются и отличия. Так, осветленные, окварцованные породы Кабанского месторождения в большей части являются сланцеватыми кварц-серицитовыми сланцами, и даже «вторичные кварциты» не всегда массивны. В минеральном составе «вторичных кварцитов» Кабанского месторождения встречаются минеральные примеси, еще не обнаруженные в казахстанских вторичных кварцитах: флюорит и хлоритоид. Среди минералов «алюмосилицитов» отсутствуют диккит и алунит, но за то очень большую роль играет зуниит, частый спутник диккита, диаспора и алунита в казахстанских вторичных кварцитах. Место алунита занимает здесь, по-видимому, барит. Отсутствует ассоциация кварца с корундом и андалузитом, обычная не только для вторичных кварцитов Казахстана, но и других областей. Не получили развития другие минеральные фации вторичных кварцитов, кроме серицитовой, кварцевой и зуниитовой, но зато развились маломощные зоны «моно-» и «биминеральных» высокоглиноземных пород, ассоциация которых еще не установлена полностью в каком-либо массиве вторичных кварцитов Казахстана.

Что касается широкой зеленокаменной зоны, следующей от рудных тел за осветленной зоной, то в обстоятельных работах В. П. Логинова она представляется весьма неясной, потому что осталась неизученной. Хотя В. П. Логинов и считает зеленокаменное изменение обязанным региональному метаморфизму, но подчеркивает, что граница между зеленокаменной зоной и осветленной нерезкая. Таким образом, существует переходная зона—зона слабого изменения, которая в колчеданных месторождениях Урала проявляется в виде широкой зоны пропилитизации. Эта пропилитовая зона мало чем отличается (и внешне, и даже при беглом изучении шлифов под микроскопом) от зоны регионального зеленокаменного перерождения. Автор изучал ее на соседнем Красноуральском колчеданном месторождении.

Зона пропилитизации почти всегда характеризует внешнюю околорудную зону—зону слабого изменения на месторождениях типа вторичных кварцитов, за которой следуют неизменные породы (Наковник, 1947, 1953, 1954). Трудно сказать, где на Кабанском месторождении в его широком «зеленокаменном» поясе проходит граница, отделяющая зону зеленокаменных продуктов околорудной пропилитизации от зоны внешне сходных зеленокаменных продуктов регионального метаморфизма. Может быть, такой границей является указанная В. П. Логиновым (1950, стр. 172) «обильная хлоритизация зеленокаменных пород с развитием мозаичных скоплений кварца и пирита».

Теперь перейдем к рассмотрению гипогенно-осветленных пород, являющихся характерными метаморфическими породами, у рудных тел Кабанского месторождения. Породы эти, как их называет В. П. Логинов «алюмосилициты», состоят в основном из трех категорий: кварц-серицитовых сланцев, «вторичных кварцитов» и высокоглиноземных пород—корундо-андалузитовых, андалузито-диаспоровых,

диаспоро-зуниитовых и др. Комплекс высокоглиноземных пород образует у рудных тел отдельные зоны мощностью до 10—20 м. Они располагаются рядом с колчеданными залежами, но главным образом в нижней части. Однако колчеданные тела граничат не с центральными, возможно высокотемпературными, частями этих зон, а с их внешними зонами — вторичными кварцитами и кварц-серицитовыми сланцами. Ниже выклинивания рудных линз гипогенно-осветленные породы продолжают дальше на неопределенную глубину, сопровождаясь вкрапленностью сульфидов, сгущающейся у рудных тел.

Изменение пород, связанное с внедрением малых интрузивных тел, наблюдается отчетливо лишь для жил и даек альбитофиров, около которых почти всегда наблюдается оторочка окварцованной или окварцованной и серицитизированной породы с пиритом, рутилом, апатитом и изредка с топазом и зуниитом. Сами же жильные альбитофиры не имеют заметного изменения и несут лишь равномерную вкрапленность пирита.

Жилы и дайки альбитофиров образовались до колчеданных залежей, дайки же и жилы диабазов и диабазовых порфиритов сформировались позже — они секут рудные тела. В распространении даек основных пород не видно пространственной связи с распространением колчеданных залежей, тогда как эта связь хорошо выражена для жил кислых пород: колчеданные линзы и сильное околорудное изменение — кварц-серицитовые сланцы с их вторичными кварцитами и высокоглиноземными породами приурочены к скоплениям жил и даек альбитофиров, располагаясь обычно в контактах с последними.

«Источником колчеданной минерализации, — говорит В. П. Логинов (1950, стр. 170), — были, по-видимому, более глубокие очаги кислой магмы, застывание которых должно было происходить несколько позднее их тонких субвулканических отпрысков, поднявшихся в более высокие горизонты. Из такого допущения вытекает, что трещины, заполненные жилами альбитофиров, и контактовые зоны около последних должны быть главными путями для поднятия и просачивания отщеплявшихся тогда руденосных растворов. Отложение руды должно было происходить вдоль альбитофировых жил преимущественно на тех горизонтах, где этому благоприятствовали различные структурные и физико-химические условия».

«Вторичные кварциты» и высокоглиноземные породы, установленные на Кабанском месторождении, пересечены буровыми скважинами в восьми местах, которые Логинов называет участками А, Б, В и т. д.; вследствие вытянутости этих участков вдоль рудных тел и сланцеватости, будем называть их зонами.

Зоны А и Е приурочены к низам слепых рудных тел (к вкрапленным хвостам) и характеризуются зуниитовыми кварцитами и зуниитовыми породами, окаймленными кварц-серицитовыми сланцами. Зоны В, Г и Д являются боковыми спутниками рудных тел и также характеризуются зуниитовыми породами и зуниитсодержащими кварц-серицитовыми сланцами.

Наиболее интересны зоны Ж и З. Первая является боковым спутником, а вторая приурочена, вероятно, к хвосту колчеданной линзы, потому что ее край включает в себя прослой серно-колчеданной густо вкрапленной руды (см. рис. 58). Зоны эти интересны не только развитием разнообразных моно- и биминеральных высокоглиноземных пород, но и зонально-симметричным строением.

Так, в зоне Ж (рис. 57) установлено следующее строение. В середине зоны проходит зуниитовая подзона, состоящая на 80—90% из идиоморфного зуниита, зерна которого размером 0,02—0,4 мм сцементированы и частично замещены тонкочешуйчатым серицитом. Имеется примесь пирита, рутила и апатита. Со стороны этой подзоны по направ-

лению от рудного тела располагается прослой пиррофиллитовой породы с примесью пирита, рутила, зуннита и апатита, а с другой стороны — к рудному телу — наблюдается перемежаемость диаспоро-пиррофиллитового агрегата с диаспоро-зуннитовым, с вкрапленными пиритом и рутилом. За этими (назовем их пиррофиллитовыми подзонами) в сторону

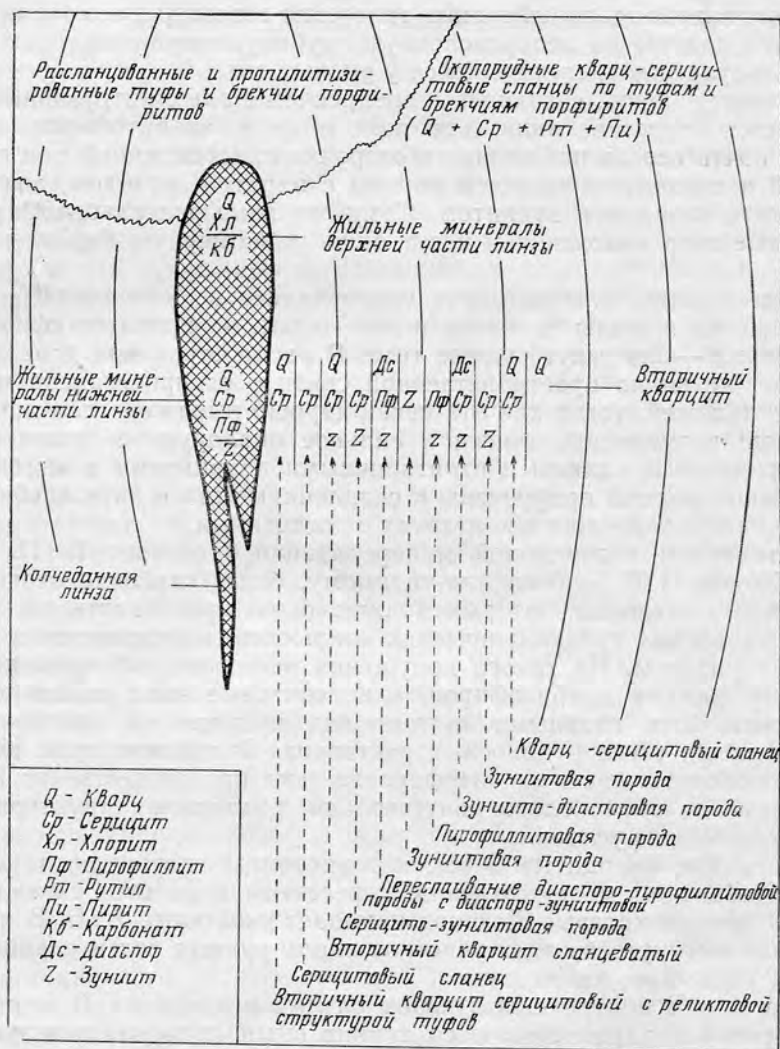


Рис. 57. Околорудные минеральные зоны комплекса вторичных кварцитов («алюмосиликатов») и их размещение в схеме разреза рудного участка «Ж» Кабанского колчеданного месторождения (по В. П. Логинову, 1951 г. Мощность минеральных зон преувеличена, постоянные минералы-примеси, рутил и пирит, не указаны)

руды идет серицито-зуннитовая порода, а от руды — зуннито-диаспоровая. Внешними подзонами с обеих сторон являются «вторичные кварциты» серицитового типа и кварц-серицитовые сланцы, в которых имеются обычная примесь пирита и рутила, редкие зерна барита, флюорита и апатита. Таким образом, центральная существенно зуннитовая сердцевина окружена широкой диаспоро-пиррофиллито-зуннитовой оболочкой и все это включено в толщу окварцованных, серицитизированных, пиритоносных пород.

Зона 3 построена (рис. 58) более разнообразно и симметрично. Здесь сердцевина состоит из корундо-андалузитового агрегата, пред- ставленного зернами андалузита размером 1,5—2 мм и мелкого ко- рунда (0,05—0,1 мм), обычно включенного в андалузит. Примеси: диа- спор, рутил, пирит и серицит. Сердцевину окаймляют с обеих сторон андалузито-диаспоровые породы с обычной примесью пирита, рутила,

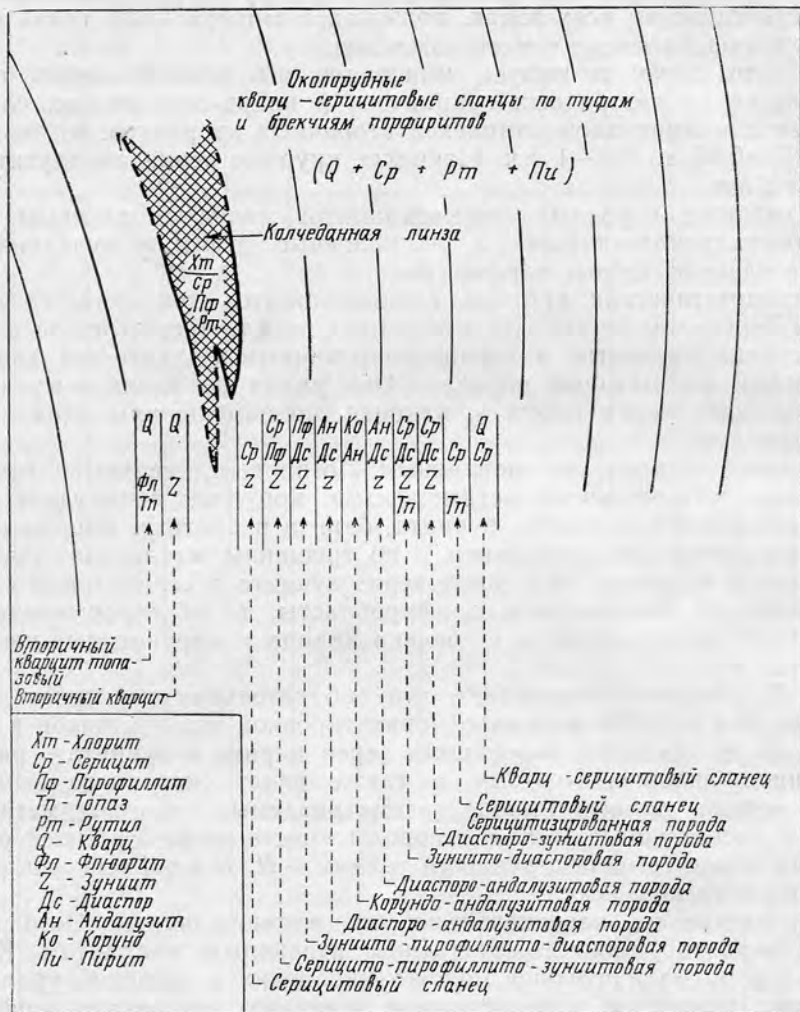


Рис. 58. Околорудные минеральные зоны комплекса вторичных квар- цитов («алюмосилицитов») и их размещение в схеме разреза рудного участка «З» Кабанского колчеданного месторождения

(по В. П. Логинову, 1951 г. Мощность минеральных зон преувеличена, постоян- ные минералы-примеси, рутил и пирит, не указаны)

а также корунда, зуниита, барита и пирофиллита. За андалузито-диа- споровой подзоной в обе стороны следует зуниито-диаспоровая подзона с пирофиллитом и серицитом и, наконец, во внешней зоне (от руды) располагается мощная полоса пиритизированных кварц-серицитовых сланцев, а к руде — маломощная подзона включающих рудный хвост «вторичных кварцитов» с серицитом, зуниитом, топазом, баритом и обычными примесями пирита и рутила. Рудный хвост состоит из пи- рита, проросшего халькопиритом и борнитом, серицита, пирофиллита,

хлоритоида и мелких скоплений рутила. Зона З, расположенная на большей глубине, чем зона Ж, имеет в своей сердцевине более высокоглиноземные минералы и обладает большим числом подзон. Таким образом, по мере погружения минерализованной зоны происходит общее расширение ее и усложнение минеральных фаций.

Несмотря на относительное разнообразие «алюмосилицитов», их общими постоянными минералами являются рутил и пирит, неизменно присутствующие во всех зонах, подзонах и минеральных типах осветленных пород Кабанского месторождения.

Размеры зерен и чешуек минералов высокоглиноземных пород, вмещающих их «вторичных кварцитов» и кварц-серицитовых сланцев обычные для минералов комплекса вторичных кварцитов: от мельчайших 0,02—0,05 до 0,5—1 мм. Наиболее крупные зерна андалузита достигают 2 мм.

Исходными породами алюмосилицитов являются главным образом кристаллокластические и лапиллиевые туфы и вулканические брекчии плагиоклазовых порфиритов.

Метасоматическая природа алюмосилицитов доказывается постепенным переходом от высокоглиноземных пород через вторичные кварциты к окварцованным и серицитизированным и далее — к хлоритизированным вмещающим породам. Она видна по реликтовым структурам вулканических пород и, наконец, по замещениям одних минералов другими.

Важным фактом, установленным Логиновым, являются отчетливые следы регионального метаморфизма корунда, андалузита, диаспора, пирофиллита, топаза, зуннита, барита и апатита. Минералы эти обладают волнистым погасанием и по трещинам катаклаза залечены серицитом и кварцем. Отдельные зерна зуннита в серицитовом сланце превращены в линзовидные порфиробласты, а на деформированных кристаллах пирита выросли стебельки кварца и укрупненные чешуйки серицита.

В. П. Логинов утверждает, что собирательная перекристаллизация серицита с субпараллельной ориентировкой его листочков и обтеканием их около деформированных зерен пирита и зуннита — распространенное явление. Поэтому, а также ввиду сказанного выше, он делает весьма важный вывод: рассматриваемые гипогенно-метасоматические (осветленные — Н. Н.) породы вместе со всей толщей вулканических пород (вместе с рудными телами — Н. Н.) подверглись региональному метаморфизму.

Следовательно, первоначально эти алюмосилициты были очень близки, вероятно, даже тождественны вторичным кварцитам Казахстана, которые значительно моложе кабанских и, вообще, уральских вторичных кварцитов и не испытали заметного динамометаморфизма. Таким образом, предположение, с которым автор настоящего труда подошел в 1940 г. к изучению околорудных пород колчеданных месторождений Урала, подтвердилось обнаружением в них типичных минералов вторичных кварцитов (Наковник, 1943, стр. 72) и последующими открытиями В. П. Логинова.

Памятуя ошибки прошлого в диагностике минералов вторичных кварцитов, В. П. Логинов уделил большое внимание диагностике минералов алюмосилицитов. Он изучал их главным образом микроскопически (показатели преломления определил иммерсионным методом в порошке) и отчасти термическим и химическим анализами. Подтверждены: андалузит, апатит, барит, диаспор, зуннит, корунд, пирит, пирофиллит, рутил, серицит, топаз, флюорит, хлоритоид и кварц.

Наблюдения В. П. Логинова над проявлением парагенезисов и взаимоотношений минералов алюмосилицитов подтвердили некоторые ранее известные закономерности в петрографии вторичных кварцитов.

Кроме того, установлены новые явления, которые или составляют специфику Кабанского месторождения, или не замечались ранее исследователями вторичных кварцитов.

Так, В. П. Логинов подтвердил распространение рутила и пирита во всех минеральных типах алюмосилицитов. Рутил резко идиоморфен по отношению ко всем минералам-новообразованиям; его включают в себя все минералы алюмосилицитов, за исключением одного лишь реликтового кварца и, вероятно, апатита. Пирит же то ксеноморфен по отношению к топазу, зунниту, андалузиту, корунду, диаспору и пирофиллиту — цементирует их, то идиоморфен и часто включен в эти минералы.

Таким образом, подтверждается, что рутил относится к числу самых ранних минералов-новообразований во вторичных кварцитах, а выделение пирита начинается ранее топаза, зуннита, андалузита, корунда, диаспора и пирофиллита и продолжается после их образования.

В. П. Логинов подтвердил возникновение рассеянного пирита в «алюмосилицитах» за счет первичных железорудных минералов и железосодержащих темноцветных — биотита амфиболов и пироксенов. Пирит, как отмечает В. П. Логинов, встречается в двух формах — в виде кубиков и многоугольников, очевидно, в форме пентагонального додэкаэдра.

Интересно, что наряду с более ранним по отношению к серициту, пирофиллиту и диаспору андалузитом установлен и более поздний, что согласуется с зональным расположением минеральных типов вторичных кварцитов, в которых корундо-андалузитовая зона как центральная представляется сформировавшейся позже вмещающей ее зоны зуннито-диаспоровых пород. В. П. Логинов пишет, что серицит и пирофиллит замещаются полностью андалузитом, сохраняясь лишь в виде бронированных включений в зернах пирита, в свою очередь включенного в андалузит. Однако В. П. Логинов не наблюдал и не показал тех отдельных стадий замещений андалузитом серицита и пирофиллита, которые наблюдаются и описаны для обратных отношений. Нелегко представить форму непосредственной структурной связи андалузита с этими минералами, которая бы убедила в замещении андалузитом серицита и пирофиллита, потому что первый развит во вторичных кварцитах и алюмосилицитах короткими табличками, а вторые — исключительно острыми чешуйками. Автор считает, что наиболее убедительной формой такого замещения было бы напользание ровных, неизъеденных краев андалузита на «серицитовый» чешуйчатый агрегат, что и установлено в 1958 г. на месторождении Жанет в Казахстане (Наковник, 1959).

В. П. Логинов отмечает переменное отношение диаспора к андалузиту. Так, корундо-андалузитовая зона возникает позже зуннито-диаспоровой и зуннит, и диаспор частично замещаются андалузитом, но потом возникает снова диаспор, который замещает и андалузит, и корунд.

Описанные В. П. Логиновым наблюдения над разными формами взаимоотношения минералов алюмосилицитов: замещением, цементацией, включением и рассечением жилками, приведены в табл. 16.

К минеральным парагенезисам, в которых вследствие близости или одинаковых условий образования минералов отсутствуют признаки явного замещения, относятся следующие наиболее распространенные в «алюмосилицитах» равновесные ассоциации:

Рутил + кварц + пирит.
Рутил + кварц + серицит + пирит.
Рутил + кварц + зуннит + пирит.
Рутил + кварц + топаз + пирит.

Рутил + зуннит + пирит.
 Рутил + зуннит + диаспор + пирит.
 Рутил + диаспор + пирофиллит + пирит.
 Рутил + хлоритоид + пирофиллит + пирит.
 Рутил + андалузит + корунд + пирит.

В минеральном составе алюмосилицитов В. П. Логинов выделяет на основании взаимоотношений минералов три естественные группы в следующей последовательности образования (табл. 17): реликтовые — первичные минералы, гидротермальные минералы и минералы регионального метаморфизма.

Таблица 17

Основные генетические группы минералов алюмосилицитов
Кабанского месторождения

Реликтовые — первичные	Гидротермальные	Минералы регионального метаморфизма
Кварц	Ранняя стадия	Кварц главным образом стебельчатый и жиль- ный и серицит-муско- вит
	Рутил Кварц (роговиковый, мозаичный и отчасти жильный) Серицит Пирит Пирофиллит Диаспор Зуннит Топаз	
	Средняя стадия	
	Андалузит Корунд Барит? Кварц? Пирит?	
	Поздняя стадия	
	Диаспор Пирофиллит Серицит Кварц Пирит	

К реликтовым минералам относится кварц, проходящий через все стадии изменения первичной породы и даже через региональный метаморфизм, в котором он подвергается катаклазу и частичной перекристаллизации. Возможно, что указываемый В. П. Логиновым в виде редкой примеси апатит является также реликтовым минералом, хотя он неустойчив при кислотном метаморфизме.

В гидротермальной группе В. П. Логинов различает три одновременные подгруппы минералов, развивающиеся последовательно при изменении температуры и кислотности растворов. К ранней стадии, отвечающей понижению температуры и действию кислых растворов, относятся рутил, серицит, пирит, мозаичный и роговиковый кварц, пирофиллит, диаспор, хлоритоид, зуннит и топаз. К средней стадии, отвечающей временному повышению температуры и усилению циркуляции растворов, относятся андалузит и корунд. В эту стадию, вероятно, происходила собирательная кристаллизация рутила, кварца и пирита с увеличением их зерен. К поздней стадии, для которой характерно

прогрессивное понижение температуры, относится новое образование диаспора, серицита, пирофиллита, кварца и пирита.

К минералам регионального метаморфизма — динамометаморфизма относится стебельчатый и в большинстве жильный кварц, образовавшийся вследствие деформации и перекристаллизации раннего кварца, и укрупненные чешуйки серицита.

Большая часть минералов гидротермальной группы: пирит, рутил, корунд, андалузит, диаспор, зуннит, топаз и хлоритоид остаются неизменными при региональном метаморфизме. Они несут лишь следы катаклаза и развальцевания. Таким образом, эти минералы являются в свою очередь реликтовыми для рассланцованных «алюмосилицитов».

В заключение описания Кабанского колчеданного месторождения следует сказать о генетических отношениях между колчеданными телами и пространственно связанными с ними алюмосилицитами. В. П. Логинов выдвигает два возможных варианта генезиса месторождения. Первый, по которому образование рудных тел происходило в стадию более позднюю, отделенную от стадии образования «алюмосилицитов», хотя и связанную с ней общностью магматического очага, посылавшего эманации и растворы в трещины вулканического аппарата. Второй, по которому образование «алюмосилицитов» относится к несколько более ранней и высокотемпературной стадии, а образование рудных тел — к заключительной стадии одного и того же непрерывно протекавшего магматического процесса. В. П. Логинов склоняется больше в сторону принятия второго варианта.

Этот вариант генезиса В. П. Логинов (1951) представляет таким образом: «Рудоносные флюиды, отщепленные по той или другой причине от ближайших очагов альбитофировой магмы, должны были реагировать с боковыми породами, превращая их в алюмосилициты. В результате этого горячие и первоначально кислые растворы при определенном ограниченном резервуаре их могли несколько нейтрализоваться за счет связывания галоидных анионов в образовавшихся галондосодержащих минералах и растворимых соединениях. Температура растворов по мере продвижения их вверх и в стороны от питающих путей должна была понижаться, а концентрация компонентов вследствие разных причин — изменяться. При этом растворы становились более концентрированными в отношении рудных компонентов, которые использовались в очень малой степени при образовании гипогенно-осветленных пород. Достигнув такого состояния, рудоносные растворы уже не могли производить прежних сравнительно высокотемпературных изменений в зеленокаменных породах. Поэтому рудоотложение могло происходить только в некотором удалении от центральных зон нерудной минерализации как в вертикальном, так и в боковом направлениях».

Гипогенное окологорудное осветление — окварцевание, серицитизация и возникновение высокоглиноземных минералов, характерных для комплекса вторичных кварцитов, обязано тем же факторам. Оно произошло в период вулканической деятельности в связи с формированием «субвулканических» альбитофировых жил и, очевидно, предшествует формированию колчеданных тел. Вероятную глубину этой гипогенной «субвулканической» минерализации В. П. Логинов определяет в 400—500 м. Он считает возможным обнаружение вторичных кварцитов и на более высоком горизонте, т. е. в условиях приповерхностного, «околофумарольного» их образования. Можно не соглашаться ни с относительно большой глубиной его «субвулканической» гипогенной минерализации, ни с относительно малой — фумарольно-сульфатарной, предполагаемой в верхах эффузивной толщи альбитофиров. Как будто фумарольно-сульфатарная, т. е. гидротермальная, деятельность в период затухания активной стадии вулканов протекала только у поверхности

и на поверхности, а глубже 400 м это уже термы, лишённые Н, F, Cl, SO₃ и пр. Самый термин «субвулкан», «субвулканические» жилы не отвечают приведенным фактам, во-первых, потому, что «субвулканические» жилы, по В. П. Логинову, соединяются с поверхностью и дают излияния и, во-вторых, потому, что вряд ли существует вулканический конус, в котором не было бы жил, даек и иных малых интрузивных тел, как сообщающихся, так и не сообщающихся с поверхностью.

Кушновский участок

Кушновский участок находится в районе сильного сжатия вулкано-генной толщи. Он расположен к северу от Левихинской группы колчеданных месторождений, в Висимском районе Свердловской области. Описание местонахождения алунита автор приводит по работе В. П. Логинова (1953).

На Кушновском участке имеются две узкие полосы гипогенно-осветленных пород (вторичных кварцитов и кварц-серицитовых сланцев), протягивающихся в меридиональном направлении среди рассланцованных эффузивных альбитофиров верхнего силура (лудлоу). Западная полоса шириной 40—50 м проходит по вершине увала, а восточная шириной 50—70 м — по восточному склону увала. В. П. Логинов описывает только алунитовые вторичные кварциты. Прочие же вторичные кварциты относятся, вероятнее всего, к кварцевому и серицитовому типам.

Алунитовые кварциты образовались из кварцевых альбитофиров (очевидно, кварцевых порфиров) и обнаруживают под микроскопом реликтовые черты: вкрапленники кварца и псевдоморфозы алунитовых чешуек по полевым шпатам. Состав кварцитов: кварц вторичный и первичный, калинатровый алунит, серицит и рутил. Пирит или псевдоморфозы лимонита по пириту отсутствуют. Содержание алунита очень типичное для алунитовой фации вторичных кварцитов (15—40%). Алунитовые кварциты рассланцованы и под микроскопом обнаруживают следы катаклаза кварца и пластинок алунита. Интересным фактом является несоответствие оптики составу алунита и его эдукта. Так, по химическому анализу метасоматический алунит у Логинова почти чисто натровый, а по оптическим данным — почти чисто калиевый. По высокому содержанию Na₂O и ничтожному содержанию K₂O алунит должен отвечать базальтовым исходным породам, а не альбитофирам (Наковник, 1947, 1948; Sh, Iwao, 1949). «Оптически» калиевый алунит Кушновского участка является в действительности калиевым, а не натровым, потому что цифра высокого содержания Na₂O относится к K₂O, что в 1960 г. признал В. П. Логинов¹.

ШВЕЦИЯ

Месторождение типа вторичных кварцитов Болиден

Месторождение Болиден (Северная Швеция) является аналогом колчеданных месторождений Урала в кварц-серицитовых сланцах с проявлением вторичных кварцитов (Öedman, 1938, 1941). Оно находится в молодом рудном районе Шелефтио (Skelleftea), в 45 км к западу от Ботнического залива. В этот рудный район, растянувшийся на

¹ Ответ В. П. Логинова на письмо, в котором автор обратил внимание на ошибки в практике химических анализов, когда цифры содержания K₂O и Na₂O в алунитах переносились переписчиками анализов с одного места на другое в соответствии с новой инструкцией порядка перечисления окислов, который аналитиками давался по старой инструкции.

60—70 км к северо-западу от Болидена, входит более десяти колчеданных месторождений меди и свинца. Крупнейшим из них является арсенипирито-пирротино-пиритовое месторождение Болиден.

Работы, касающиеся этого месторождения, интересны не только своим фактическим материалом, но и тем, что Одман, как и его коллега Гавелин (Gavelin, 1939), оказались первыми зарубежными геологами, заинтересовавшимися вторичными кварцитами на территории СССР. Отыскивая аналоги для Болидена, Одман сослался на наши работы о вторичных кварцитах Казахстана и Закавказья.

Подобно уральским колчеданным месторождениям в кварц-серицитовых сланцах, рудная линза месторождения Болиден залегает в рассланцованных, окварцованных и серицитизированных вулканических породах, но более древнего возраста — докембрия (рис. 59). Длина линзы около 700 м, мощность ее до 35 м, а прослеженная глубина более

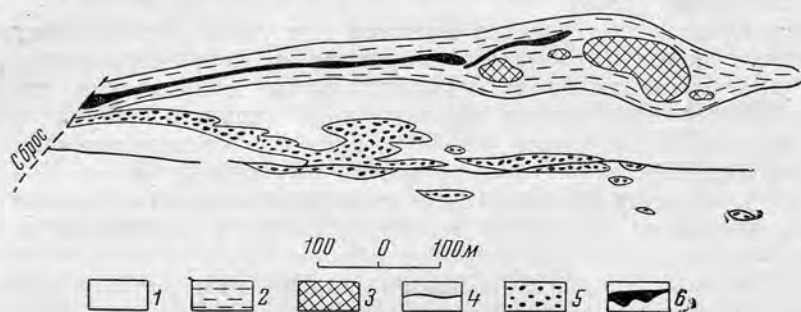


Рис. 59. План горизонта 225 м на месторождении Болиден (Швеция) (по Одману, 1941 г.)

1 — кварц-серицитовые сланцы; 2 — серицитовые сланцы; 3 — андалузитовые породы; 4 — лампрофировая дайка; 5 — арсенипиритовая руда; 6 — турмалиновая жила

300 м. Вмещающими породами служат сложнодислоцированные кислые и средние лавы — главным образом кварцевые и базокварцевые «кератофиры» и дациты, переслаивающиеся с туфами и агломератами. Последние преобладают в минерализованной зоне.

Рудное тело залегает в антиклинальном перегибе вулканической толщи широтного простирания. На южное крыло перегиба согласно налегают графитовые и филлитовые сланцы. Падение пород крутое: от 70° до вертикального.

Руда верхов линзы массивная и в основном пиритовая, а низов главным образом арсенипиритовая и притом брекчиевидная. Пиритовая руда цементирует обломки тонкозернистой арсенипиритовой руды. Постоянной примесью к первой является кварц, а ко второй — кварц, рутил и апатит. Последний местами сильно обогащает руду. На контакте арсенипиритового тела с кварц-серицитовыми сланцами иногда развивается гидротермальный лабрадорит.

Имеется еще третий тип руды — это кварц-турмалиновые жилы, тесно связанные с арсенипиритовой рудой и лампрофировой дайкой. Первые секут лампрофиры, которые местами переходят в кварц-турмалиновые жилы. И те, и другие встречаются почти на всех горизонтах месторождения, но залегают преимущественно в арсенипиритовой массе, рассекая ее, или в кварц-серицитовых сланцах по сланцеватости. Главными рудными минералами кварц-турмалиновых жил являются пирротин и халькопирит, а частыми: самородные Au и Ag, галенит, висмутин, теллуриды Bi и кобальтин.

Подобно уральским колчеданным месторождениям, рудная линза Болиден окаймлена кварц-серицитовыми сланцами, переходящими во

внешней зоне в пропилитизированные кератофиры с вкрапленниками сульфидов Fe. При увеличении содержания кварца нормальные кварц-серицитовые сланцы переходят в сланцеватые кварциты, при увеличении содержания серицита — в серицитовые сланцы, а при увеличении содержания пирита — в пирито-серицитовые сланцы. В нормальных кварц-серицитовых сланцах встречаются линзы кварц-серицито-хлоритовых сланцев, небольшие линзы до 3 м длиной рутиловых кварцитов с содержанием рутила до 50—60% и большие неправильные линзы андалузитовых кварцитов и даже андалузитовых пород. Последние три встречаются главным образом вблизи арсенопиритовой руды.

Внешняя зона изменения пород — зона пропилитизации — не изучалась в деталях, и расчленение ее на отдельные зоны неясно. Можно полагать, что зональность пропилитизированных пород в Болидене примерно та же, что и на Кабанском месторождении и других месторождениях этого типа, залегающих в кварц-серицитовых сланцах.

Кварц-серицитовые сланцы характеризуются ассоциацией постоянных и почти одновременных минералов — кварцем, серицитом и рутилом, к которым часто примешивается апатит и реже андалузит. Особенностью сланцев является их кварцитовый облик вследствие высокого содержания кварца (70—75%) и низкого — серицита (25%), затем — нехарактерность для них сульфидов Fe и, наконец, крупность зерен андалузита (1—2 см и до 12 см), который обычно сечется жилками позднейшего серицита и нацело им замещается. В кварц-серицитовых сланцах встречаются линзы так называемых кварц-порфировых серицитовых сланцев, в которых сохранились реликтовые кварцевые вкрапленники кварцевых кератофигов.

Андалузитовые кварциты и андалузитовые породы залегают неправильными линзообразными телами, первые в кварц-серицитовых сланцах на глубине 300—400 м и вторые — в серицитовых сланцах или в андалузитовых кварцитах и встречаются как в нижней, так и в верхней части месторождения. Одман утверждает, что и те, и другие развились метасоматически, заместив кварц-серицитовые и серицитовые сланцы, и что в андалузитовых породах имеются две генерации серицита: ранняя и поздняя. Тонкодисперсный серицит ранней генерации образует скопления между идиоморфными зернами андалузита и чаще по краям андалузитовых линз. Скопления этого серицита являются остатками незамещенных андалузитом серицитовых сланцев. Убедительных зарисовок этого замещения Одман не привел, а на фото оно не ясно. Серицит поздней генерации встречается вместе с оптически отрицательным каолиновым минералом в виде пятен и жилок, «разъедающих» андалузит. Одман указывает также вторую генерацию андалузита в форме жил, секущих андалузитовые породы, и даже третью генерацию серицита, который вместе с оптически положительным каолиновым минералом (вероятно, диккитом) разъедает молодой андалузит. Таким образом, рисуется сложный и как бы пульсирующий процесс минералообразования, в котором меняющийся характер и температура воздействующего раствора не раз возвращаются к исходной температуре и составу.

Андалузитовые породы массивны и грубозернисты. Это наиболее интересные породы, аналогичные высокоглиноземным породам комплекса вторичных кварцитов. Они состоят из крупных зерен (до 1 см) андалузита, постоянного рутила и остатков незамещенного серицита. Для андалузитовых пород очень характерны корунд и диаспор. Содержание корунда достигает 40%, развит он в зернах андалузита и как бы замещает его, но встречается и вне андалузита. Кроме указанных минералов, встречаются еще апатит, турмалин, два каолиновых минерала (один из них, вероятно, диккит) и теллуриды Bi. На горизонте 250 м обнаружены скопления столбчатого крупнокристаллического (до

20 см в длину) кианита, который кажется более поздним, чем андалузит.

Интересной особенностью андалузита и рутилоносных пород месторождения Болиден является нахождение в них радиоактивного минерала титанотухолита, содержащего редкие земли. Он встречается в глубокой части месторождения (на глубине 200—600 м) в виде прожилков вместе с очень крупным серицитом или в виде желваков в кварцевых линзах среди андалузитовых и рутиловых пород, или в кварцевых жилках, секущих андалузитовые кварциты. Минерал битуминозен и в его золе много U_3O_5 (40%), ThO_2 (60%), TiO_2 (37%) и PbO (4,5%). Определение абсолютного возраста минерала показало 517—811 млн. лет. Генезис тухолита связывается с азотно-метановым гелийсодержащим газом, обнаруженным буровыми скважинами в глубоких горизонтах месторождения в пределах андалузитовых тухолитоносных пород (Grip and Odman, 1944).

Диаспор — тонкодисперсный и развивается по периферии андалузита, очевидно, замещая его. Оба каолиновые минерала разрезают андалузит.

Андалузитовые кварциты слегка сланцеваты и тонкозернисты. Состоят из постоянных, почти одновременных минералов: кварца, андалузита и рутила и примеси серицита. Андалузит пойкилитически включает в себя зерна кварца.

Рутиловые кварциты очень тонкозернисты и состоят из постоянных минералов: кварца, рутила и серицита, к которым присоединяются апатит, сванбергит, андалузит, турмалин, сульфиды и теллуриды Bi .

Таким образом, во внутренней зоне изменения выделяются следующие минеральные фации окварцованных пород типа вторичных кварцитов и соответственные им парагенетические группы минералов:

<i>Серицито-кварцевая</i>	— кварц + рутил + серицит или кварц + рутил + серицит + пирит.
<i>Андалузито-кварцевая</i>	— кварц + рутил + андалузит.
<i>Рутило-кварцевая</i>	— кварц + рутил,

и, кроме них, — еще «мономинеральные» фации: серицитовая, кварцевая и андалузитовая. Наиболее поздними по образованию и центральными по расположению являются андалузитовая, кварцевая и рутило-кварцевая фации, а наиболее ранней и внешней — серицито-кварцевая. Осталось неясным, существует ли зональность в контурах андалузитовых пород и андалузитовых кварцитов.

Взаимоотношения минералов, приведенные Одманом, показаны в табл. 18.

Надо полагать, что формирование кварца и рутила, а возможно, и пирита было продолжительным: от ранней стадии до конечной, о чем свидетельствует увеличение крупности их зерен в рутило-кварцевой, андалузито-кварцевой и кварцевой фациях.

Минерализация на месторождении Болиден началась, по Одману, после тектонической подготовки пород — их рассланцевания. Начальным процессом за пропилитизацией было окварцевание и серицитизация кератофинов с образованием рассеянного рутила и сульфидов Fe . Несколько позже и в зонах наиболее сильной циркуляции растворов и повышения температуры образовались андалузит и андалузитовые и рутиловые породы, заместившие кварц-серицитовые сланцы. В конце этой первой стадии образовались сплошные арсенопириновые руды с апатитом. Ко второй стадии относится внедрение лампрофировых даек и последующее образование в них кварц-турмалиновых жил. К третьей стадии относится образование сплошных пиритовых руд.

Надо полагать, что генезис месторождения аналогичен генезису рассмотренных колчеданных месторождений Урала. Поэтому незачем рудоотложение и гидротермальное изменение связывать с региональным рассланцеванием пород.

КАВКАЗ

Чирагидзорское месторождение серного колчедана

Чирагидзорское¹ месторождение серного колчедана в Азербайджанской ССР расположено в 45 км к югу от Кировабада, на юго-восточном склоне водораздельного гребня, который разделяет горные речки Ганджачай и Кюракчай, впадающие в р. Куру. Месторождение находится в верховье руч. Чирагидзор, протекающего по глубокому ущелью, которое спускается с горы Пант в долину рч. Кюракчай. Водораздельный гребень возвышается над месторождением на 500—600 м.

Месторождение известно с 1900 г. Разрабатывать его начали в 1905 г. и эксплуатировали до 1918 г. Вновь рудник стал функционировать с 1926—1927 гг.

Первая опубликованная работа о Чирагидзоре появилась в 1914 г. и в настоящее время насчитывается свыше десяти статей, посвященных месторождению. Из работ раннего советского периода выделяется небольшая работа К. Н. Паффенгольца (1928 г.) о геологии, тектонике, породах и рудах Чирагидзора и соседних рудопроявлений, составляющих теперь одно Чирагидзор-Тоганалинское рудное поле. В книге приведены исторические сведения, описания подземных выработок, соображения о генезисе месторождения и перспективах разведки и первые результаты минераграфического исследования руд, начатого тогда в СССР И. Ф. Григорьевым.

В 30-х годах месторождение изучалось и разведывалось А. М. Ракитиным, К. И. Филипповым, В. В. Герасимовым, Л. Г. Суриковым и Е. К. Столяровой, значительно уточнившими его геологическое строение, форму рудных тел и их минералы. Из последующих работ выделяются статья В. И. Гоньшаковой (1947) об открытии зунита, обстоятельные работы Ш. А. Азизбекова и Н. В. Пашалы (1955), Г. Х. Эфендиева (1955 г., 1957) и М. А. Кашкая (1956) по геологии, петрографии и минералогии месторождения и, наконец, статьи В. И. Алиева (1957а, б, 1958, 1959), посвященные вторичным кварцитам и околорудным изменениям.

Чирагидзорское месторождение залегает в толще среднеюрских вулканических пород, состоящей внизу из кварцевых порфиров, относимых теперь к байосскому ярусу, а сверху — из порфиритов и их туфобрекчий батского яруса. Между нижней и верхней толщами лежит 10—15-метровый горизонт базальных конгломератов. Вулканическую толщу несогласно прикрывают вулканогенно-осадочные образования верхнего мела (рис. 60). Нижняя толща характеризуется пологой складчатостью и в районе горы Пант образует куполообразное поднятие, пронесшее, как полагают, в результате внедрения небольшого штока, обнаженного к северо-западу от месторождения по р. Ганджачай. Эта субвулканическая, скорее вулканическая интрузия предположительно верхнемелового возраста представлена средне- и мелкозернистыми, часто порфиридовидными гранодиоритами. Все указанные породы, в том числе и гранодиориты, секутся дайками порфиритов.

На месторождении много разрывных нарушений, роль которых в оруденении рассматривалась по-разному. Последние данные свидетельствуют о том, что большинство разломов являются послерудными,

¹ Чирагидзор в переводе на русский язык обозначает «Светящееся ущелье».

и только разломы в кварцевых порфирах, возможно, служили проводниками газогидротерм. В. И. Алиев (1959) утверждает, что его детальные исследования показали, что тектонические нарушения север-северо-восточного и северо-восточного простираний, которые прежними иссле-

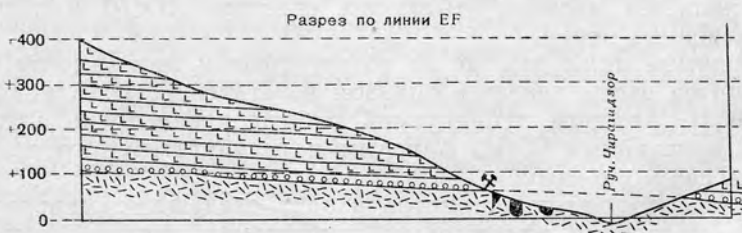
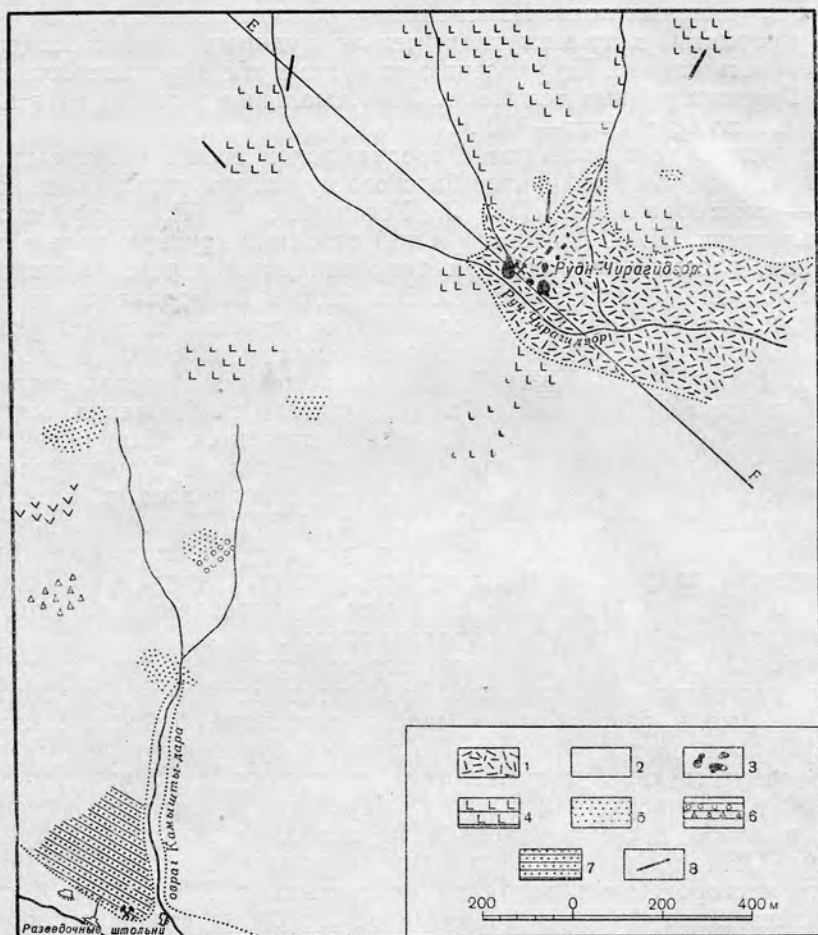


Рис. 60. Схематическая геологическая карта Чирагидзорского и Тоганлинского месторождений серного колчедана (по К. Н. Паффенгольцу, 1928 г.)
 1 — кварцевые порфиры; 2 — покровные породы без подразделения; 3 — главные рудные штоки; 4 — порфириты; 5 — туфы; 6 — туфобрекчии и туфоконгломераты; 7 — туфогенные песчаники; 8 — дайки

дователями рассматривались как дорудные (рудопроводящие), в действительности, как отмечает М. А. Кашкай (1951), они являются послерудными, так как по ним повсеместно сбрасываются как базальные

конгломераты, содержащие обломки колчедана и пиритизированных пород, так и сами рудные тела.

Месторождение состоит из неправильных штокообразных и линзообразных рудных тел, в большинстве вытянутых вниз, которые в отдельных случаях представляют совокупность сближенных гнезд, карманов, жил и малых линз. Измененные рудовмещающие породы — вторичные кварциты в промежутках между рудными телами содержат вкрапленность пирита. По удалению от рудных тел вкрапленность ослабевает. Главных рудных тел шесть. Максимальные размеры их в плане 30×100 м и по вертикали — 120 м.

Все рудные тела залегают в среднеюрской толще кварцевых порфиров под покровом порфиритов батского яруса, которым ранние исследователи месторождения (Н. С. Успенский, К. Н. Паффенгольд, Е. Г. Багратуни, Ш. А. Азизбеков и др.) отводили крупную роль в рудотолжении, рассматривая их как непроницаемый экран, задерживавший восходящие рудные растворы. Эта теория базировалась на предположении, что источником колчеданного оруденения являлась указанная гранодиоритовая интрузия, прорывающая и юрскую, и меловую толщи. В 1951 г. М. А. Кашкай подверг сомнению теорию «экрана», а в 1956 г. основательно поколебал ее, высказав соображения, основанные на новых фактах. К числу последних относится обнаружение под покровными порфиритами — под «экраном» — гальки рудовмещающих вторичных кварцитов и даже гальки серного колчедана в базальных юрских конгломератах (Кашкай, Алиев, 1957). Галька вторичного кварцита состоит из тех же минералов, что и рудовмещающие вторичные кварциты: кварца, пирита, диаспора, рутила, зунита и пр. Находка говорит о том, что вторичные кварциты и колчеданы образовались ранее «экрана» — до внедрения гранодиоритов.

Непосредственно вмещающими серноколчеданные тела с сопутствующей рассеянной пиритизацией являются вторичные кварциты — окварцованные и разнообразно минерализованные байосские кварцевые порфиры и их туфобрекчии. По данным бурения, вторичные кварциты с сопутствующей пиритизацией достигают глубины несколько ниже 250 м от поверхности и глубже переходят в почти неизменные, вернее в слабо пропицитизированные исходные породы — кварцевые порфиры. Общая площадь вторичных кварцитов собственно Чирагидзорского месторождения, вероятно, не превышает 300×500 м. К сожалению, неизвестна форма метасоматического блока вторичных кварцитов. Имеется лишь указание, что в Чирагидзор-Тоганалинском рудном поле они представляют крупные тела сложных форм, что характерным для них является наличие небольших участков (5×10 м и меньше) слабо измененных пород.

Приводимые ниже данные по петрографии и минералогии вторичных кварцитов взяты главным образом из статей В. И. Алиева (1957, 1958 и 1959). Автором публикуемой работы просмотрены шлифы из образцов, присланных В. И. Алиевым и результаты этого просмотра также помещены в очерке.

В состав вторичных кварцитов входят следующие минералы: постоянные (выделены полужирным шрифтом), частые (курсивом), редкие (разрядкой) и очень редкие (шрифтом не выделены).

Циркон	} реликты	Сфалерит	<i>Диаспор</i>	Топаз
Кварц		Борнит	<i>Зунит</i>	Апатит
Кварц вторичный		Гематит	<i>Флюорит</i>	Алунит?
Рутил		<i>Серицит</i>	<i>Диксит</i>	Хлорит?
Пирит		Пиррофиллит	Барит	Корунд?
Халькопирит				

Кроме того, в зоне выветривания встречаются обычный лимонит по пириту, часто кальцит и галлуазит.

В указанном перечне минералов неясна роль и даже само присутствие в кварцитах изредка указываемых разными авторами алунита, корунда и хлорита, замещающего, по сообщению В. И. Гоньшаковой (1947), зуниит. Минералы эти нуждаются в прочной диагностике.

Кварц-вкрапленник — реликт исходных пород вторичных кварцитов, встречается очень часто и содержание его значительно (до 15%). Подобно кварцу-вкрапленнику из других массивов вторичных кварцитов, он не замещается и лишь обрастает гомоосевой каемкой — ореолом вторичного кварца, которая повторяет форму вкрапленника. Он как бы растет в базисе кварцита, вбирая другие минералы: пирит, рутил, диаспор, серицит, диккит и т. д., сохраняя при этом свою оптическую индивидуальность. Включения минералов, а также мельчайших пузырьков жидкости и газа делают кайму в отличие от старого кварца грязной, запыленной и мутной. Включения ведущих минералов говорят о том, что формирование вторичного кварца проходит через почти все основные фации кварцитов. Образование его около реликта вкрапленника, изобилующего «заливами» и «бухтами», приводит иногда к тому, что пирит или зуниит, или серицит, образовавшиеся при изменении породы, кажутся включенными в кварц-вкрапленник или замещающими. Это наблюдается в глубоко вдающихся «заливах», срезанных шлифом поперек; в этом случае в центральной части вкрапленника видно «окно» базиса породы, замещенного вторичным минералом. М. А. Кашкай (1956, стр. 10) отмечает подобный случай, показывая на рисунке в фенокристалле кварца кристаллик зуниита с пиритом. М. А. Кашкай в своей работе приводит и второй случай, когда фенокристалл кварца «корродирован», «разъеден» по краям, что требует тщательного изучения.

Вторичный кварц образует зерна, обычные размеры которых сотые — десятые доли миллиметра и в редких случаях 1—1,5 мм. Содержание его в различных типах-фациях кварцитов от 50—60 до 90% и выше в существенно кварцевых породах или, по казахстанской терминологии, в монокварцитах. Содержание же первичного реликтового кварца-вкрапленника 5—10%. Обычная форма нахождения вторичного кварца — рассеянные зерна, перемешанные с другими минералами, и микроскопические скопления, составляющие основной фон кварцитов и отчасти каемки обрастания и псевдоморфозы замещения, в которых вторичный кварц участвует вместе с серицитом и пиритом. Значительно реже встречается жильный кварц, секущий породу тонкими прожилками и микроскопическими жилками.

Серицит после вторичного кварца, рутила и пирита является самым распространенным минералом. Представлен обычными мелкими чешуйками, а также образует микроскопические скопления, агрегатные порфиробласты и псевдоморфозы замещения вкрапленников полевого шпата и биотита. О жильной форме нахождения серицита ничего не известно. Местами образует почти мономинеральные «серицитовые породы», в которых содержание серицита достигает 70—80%. В. И. Алиев и др. указывают, что серицит замещает диаспор. Вероятно, это явление имеет место как позднейшая стадия возникновения серицита, указываемая для вторичных кварцитов других областей.

Однако имеет место и обратное явление. Так, в шлифах «серицитовых» кварцитов Чирагидзора на фоне расплывшихся агрегатных «серицитовых» псевдоморфоз (расплывание вследствие перекристаллизации) видны одновременно угасающие рваные куски диаспора, включающего в себя редкие зерна рутила, пирита и вторичного кварца. Кажется, что диаспор действительно замещается «серицитом». Но в том же шлифе и часто рядом видны крупные кристаллы ажурно-ситовидного диаспора, явно выросшего в базисе породы, включающего в себя пирит, рутил и кварц, но стерилизованного от «серицита», которого нет ни по периферии, ни внутри, ни в кусках разъеденного диаспора. Спрашивается,

почему отсутствуют включения серицита и присутствуют включения вторичного кварца? Отсутствуют, вероятно, потому, что диаспор растет в «серицитовом» агрегате, замещая «серицит»; при этом выделяется SiO_2 , кристаллизующаяся в виде кварца. Частично она идет на укрупнение скрытого в «серицитовых» псевдоморфозах вторичного кварца. Разрастаясь диаспор «захватывает» этот ранний вторичный кварц, а также вторичный кварц базиса, но не «серицит», за счет которого (его глинозема) он формировался.

Рутил встречается в виде незначительной примеси микрокриптозернистых скоплений и отдельных зерен максимального размера 0,15 мм. Наиболее крупный рутил характерен диаспоровым и зунитовым кварцитами. Мелкие скопления рутила явно тяготеют к первичным темноцветным минералам. Рутил включает в себя многие минералы: вторичный кварц, пирит, диаспор, зунит, серицит, флюорит и др. Он всегда отчетливо идиоморфен по отношению к другим минералам.

Пирит встречается во всех разностях кварцитов. Обычная форма нахождения — рассеянные зерна, микроскопические скопления и редко жилки. Первые две формы тяготеют к первичным темноцветным компонентам и магнетиту, замещение которого то с центра, то с периферии показано на зарисовках М. А. Кашкая (1956). Размеры зерен пирита достигают 2 мм (в сплошных рудах — штоках до 5 мм), но, как правило, измеряются сотыми и десятными долями миллиметра. Содержит Cu и Zn . Местами пирит обогащает породу, особенно диаспоровые и зунитовые кварциты, до содержания 30—40%. В этих разностях он встречается в виде пентагонального додекаэдра, а в серицитовых кварцитах — в кубической форме, т. е. аналогично примерам на Коунраде, Семиз-Бугу, Акташе.

В кварцевом базисе породы пирит ксеноморфен по отношению к вторичному кварцу — заполняет промежутки. В диаспоровых и зунитовых кварцитах он наиболее крупный и нередко включен в диаспор и зунит. По данным изучения серноколчеданных руд (Кашкай, 1956), наблюдаются слоисто-зональная, колломорфная и хлопьевидная структуры пиритового агрегата, характерные для кристаллизации геля FeS_2 .

В. И. Алиев считает, что пирит, выделившийся первым из сульфидов на месторождении, образовался в три последовательные стадии. К первой стадии он относит акцессорный, идиоморфный — магматический пирит, образовавшийся при застывании порфиров, что сомнительно, если такое заключение делается на основании вышеописанного явления включения пирита в кварц-вкрапленник. Ко второй генерации относится гидротермальный пирит, более обильный, более крупный, чем предыдущий, и то ксеноморфный, то идиоморфный по отношению к нерудным минералам. Третью генерацию представляет пирит рудных тел, метасоматически вытеснивший кварц, и ассоциирующие с ним минералы. Он образует агрегаты массивной, губчатой, петельчатой и брекчиевидной текстуры и обладает наиболее отчетливым зональным строением. К третьей генерации главным образом относятся прочие сульфиды: халькопирит, сфалерит, борнит, галенит и некоторые другие, составляющие небольшую примесь, не доходящую до промышленного содержания. Эти позднейшие сульфиды располагаются в промежутках между зернами пирита или образуют жилки и небольшие гнезда. К конечной стадии формирования колчеданных руд относится образование гипса, барита и флюорита, включенных в пустоты губчатой руды.

Зунит впервые установлен на Чирагидзор-Тоганалинском участке в 1947 г. В. И. Гоньшаковой. Исследован оптически, химически и термически. Встречается в рассеянной форме, микроскопическими скоплениями и в виде примеси в диккитовых псевдоморфозах по вкрапленникам полевого шпата, в которых кажется равновесным диккиту. Мак-

симальные размеры зерен 0,5 мм. Зуннит местами сильно обогащает кварциты, образуя почти чистые зуннитовые породы, в которых постоянную и значительную примесь составляют пирит и флюорит. На Чирагидзор-Тоганалинском участке из этих пород состоит гора «Зуннитовая горка». Чаще всего зуннит ассоциирует с кварцем, пиритом, рутилом, диккитом и флюоритом.

Флюорит распространен широко. По-видимому, является позднейшим минералом, потому что замещает и цементирует зуннит и цементирует кварц и пирит. Наиболее крупные зерна (0,5—0,7 см) обнаружены в пустотах совместно с кварцем и пиритом.

Диаспор распространен очень широко. Встречается преимущественно в рассеянном виде, но местами образует диаспоровые породы с обязательным присутствием в них пирита. Обычные размеры зерен рассеянного диаспора 0,3—0,5 мм. Наиболее охотно ассоциирует с вторичным кварцем, рутилом, пиритом, зуннитом и «серицитом», с которыми (кроме последнего) образует нормальные стыки без признаков взаимного замещения. Часто включает в себя пирит, рутил и вторичный кварц, вследствие чего кажется ситовидным.

Диккит является тем широко распространенным гидротермальным каолиновым минералом во вторичных кварцитах, который почти все исследователи Чирагидзора называют каолинитом. По малости размера зерен (по неполным данным максимальные размеры 0,01—0,02 мм) он недостаточно исследован оптически и, вероятно, не изучен рентгенометрически. Диккит встречается в виде рассеянных скоплений в базе окварцованных порфиров и в виде псевдоморфоз замещения вкрапленников полевых шпатов, в которых часто присутствует зуннит.

Пирофиллит встречается главным образом в сплошных серноколчеданных рудах, в которых образует небольшие скопления. Распространение его во вторичных кварцитах не выяснено из-за сходства с серицитом. Пирофиллит, по В. И. Алиеву, ассоциирует с кварцем, зуннитом, диаспором, но в отличие от серицита не замещает их.

Взаимоотношение минералов недостаточно изучено. Приведенные выше данные, а также данные, полученные автором при исследовании десяти шлифов, приведены в табл. 19.

На месторождении выделены следующие типы вторичных кварцитов: серицитовый, диаспоровый, зуннитовый и флюоритовый, к которым надо добавить еще хорошо выраженный диккитовый тип, а также монокварцевый — монокварциты. Все перечисленные типы характеризуются парагенетической группой трех постоянных минералов: кварца + рутила + пирита, к которым присоединяются ведущие минералы: серицит, диккит, диаспор, зуннит и флюорит. Выделение флюоритового типа слабо обосновано. Содержание вторичного кварца в минеральных типах выдерживается от 50 до 90%, причем оно заметно выше в диаспоровых и зуннитовых кварцитах.

Что касается зонального размещения минеральных типов, то имеется лишь указание В. И. Алиева, что «последовательная смена минеральных ассоциаций в пространстве происходит с ясно выраженной тенденцией к зональному расположению» и что «вторичные кварциты с диаспором, зуннитом, пирофиллитом, топазом и флюоритом встречаются в непосредственной близости от рудных тел». Эти последние он и считает самыми благоприятными поисковыми признаками серноколчеданных тел (Алиев, 1959, стр. 74), возникших после «нерудной минерализации».

Вторичные кварциты и руды месторождения Чирагидзор В. И. Алиев рассматривает как образования, возникшие благодаря деятельности газогидротерм в «позднюю стадию близповерхностной вулканической деятельности кварц-порфировой магмы».

Взаимоотношение минералов вторичных кварцитов на месторождении Чирагидзор

Ба	Фл	Зн	Дс	Дк	Ср.	Пи	Q
↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
↑			↑ ↑			↑	
		↑	↑				↑
			↑ ↑ ↑				
	↑ ↑ ↑						

Замещение показано пунктирной линией, включение — линией тире-точка-тире и сплошной линией обозначена цементация того минерала, к которому направлена стрелка.

Арманьское месторождение алунита и агальматолита на Северо-Востоке СССР

Месторождение находится в бассейне р. Армань, на северном побережье Охотского моря. Открыто в 1948—1949 гг., закартировано и разведано местной строительной организацией. Описание месторождения дается по статье И. М. Сперанской (1960 г.).

Арманьское месторождение расположено в хребтовой части высокого цирка, с которого собирает воды руч. Утесный, впадающий в р. Армань. Верх хребта (на высоте 400—450 м над руслом ручья) сложены пластами туфов и туфолов кислого состава, перемежаемых покровами кайнотипных риолитов и свежих риолитовых обсидианов. Вулканогенная толща лежит на размытой поверхности вулканогенно-осадочной толщи из палеотипных андезитов, трахито-риолитов, песчаников и глинистых сланцев, изобилующих отпечатками верхнемеловых растений. Ручей Утесный вскрывает в низах хребта дайки кислого состава, секущие андезиты. И те, и другие сильно сульфидизированы и, надо полагать, осветлены.

Месторождение представляет большое поле вторичных кварцитов, постепенно переходящих в неизменные туфы риолитов. В центральной части поля установлены две жилы кристаллического алунита и почти горизонтальное пластовое тело розоватого алунито-диккитового агальматолита. Над телом лежат сильно заохренные риолитовые туфы с пятнами — скоплениями ярко-оранжевых мучнистых охр.

Алунитовые жилы имеют небольшую мощность (10—30 см) и по простиранию быстро выклиниваются. Они состоят из шестоватого агрегата вытянутых розовых кристаллов алунита длиной до 2,5 см, что представляет редкий пример крупной кристалличности алунита вообще. Под микроскопом видно, что шестоватые пачки алунита секутся тонкими жилками мелкозернисто-изометричного алунита второй генерации. Алунит первой генерации отличается резко выраженным мозаичным угасанием. По оптическим данным и химическому составу алунит относится к почти чисто калиевому алуниту, в котором, как видно из прилагаемого анализа, отношение весовых процентов K_2O и Na_2O равно 18 : 1.

Результаты химического анализа алунита (в %)

SiO_2	1,20	K_2O	7,44
TiO_2	Следы	Na_2O	0,40
Al_2O_3	37,95	+ H_2O	12,72
Fe_2O_3	0,65	— H_2O	0,08
FeO	—	SO_3	38,36
MgO	0,35	P_2O_5	—
CaO	0,20	CO_2	0,47

Сумма 99,82

Вторичные кварциты, вмещающие жилы алунита, относятся к алунитовому типу. Они представляют собой плотные породы розоватого, светло-фиолетового, серого и белого цвета, состоящие из кварца, алунита и примеси диккита. Серые и белые разности представляют иногда агальматолит, состоящий из мельчайших столбиков диккита размером 0,014—0,016 мм, а розоватые — алунито-диккитовый агальматолит из тонкодисперсного алунита и диккита. Последний подтвержден показателями преломления и термически — кривыми нагревания (ВСЕГЕИ, В. П. Иванова). И. М. Сперанская указывает в агальматолитах еще галлуазит и бейделлит под вопросом. Спектральный анализ показал в алунито-диккитовой породе и алуните очень высокое содержание Ca

(в несколько раз больше кларкового содержания), повышенное Рb (0,004—0,005%) и пониженное V и Cu (0,006—0,002%). Хотя содержание Hg в них и оказалось равным кларковому, но местами в агальматолитах обнаружено пропитывание киноварью.

Остались неясными характеристика других минеральных типов вторичных кварцитов, зональность их, наличие сульфидов Fe и фациальный характер измененных пород в экстремивном аппарате.

Неогеновые и древнечетвертичные месторождения серы на Камчатке и Курильских островах

В результате изучения вулканов Камчатки и Курильских островов за последние 12 лет в них выявлено 33 вулканических месторождения серы. Наиболее интересными и практически значимыми являются метасоматические месторождения. Все они подобно аналогичным месторождениям из других областей СССР и стран относятся к типу вторичных кварцитов (Власов, 1956, 1958).

В метасоматических месторождениях серы, помимо месторождений типа вторичных кварцитов, встречаются и другие генетические типы руд: возгоны — отложения около фумарол, поверхностные отложения из горячих источников, кратерно-озерные отложения и др.

Сведения о метасоматических серных месторождениях взяты из двух статей Г. М. Власова (1958), статей В. М. Никольского (1958) о вулканических серных месторождениях Камчатки и Д. Е. Саватеева (1958) о месторождениях Курильских островов. Они дополнены данными микроскопического изучения прозрачных шлифов и образцов пород, переданных автору Г. М. Власовым.

Первое вулканическое месторождение серы на Камчатке — Ветроваямское открыто в 1941 г. После 1945 г. геологи начали обследовать серные месторождения Курильских островов, издавна эксплуатировавшиеся японцами. В 1946—1948 гг. разведаны месторождения на островах Кунашир и Итуруп. В дальнейшем разведку проводили на Камчатке, где обнаружили новые серные месторождения.

В начале 50-х годов Дальневосточное геологическое управление проводило поиски серы на о. Парамушир, и здесь были открыты две группы серных месторождений. В 1957 г. на одном из этих месторождений заложены первые буровые скважины, которые показали сильное выщелачивание серных руд и сложное строение рудных тел.

В результате изучения серных месторождений Камчатско-Курильского вулканического пояса оказалось, что Большая Курильская дуга, центральная и северная части Срединного Камчатского хребта, юго-западная часть Корякского хребта и Восточный вулканический пояс Камчатки являются сероносными районами. Г. М. Власов подчеркивает, что районы развития метасоматических серных залежей являются одновременно и площадями, интересными в отношении металлических полезных ископаемых, в первую очередь ртути, меди, молибдена, золота и серебра, которые можно встретить на более глубоких горизонтах серных месторождений. Вероятность этого основывается на следующих фактах: 1) находки киновари в шлихах и глубоких эрозийных срезях и на флангах метасоматических серных месторождений; 2) положительные результаты металлотрической съемки этих месторождений; 3) нахождение метасоматических серных, вернее серно-железосульфидных месторождений Японии по соседству с месторождениями Cu, Pb, Zn и Ag; 4) установление в серных месторождениях Японии под серными залежами крупных колчеданных залежей¹; 5) открытие в тре-

¹ На крупнейшем серно-железосульфидном месторождении Matsuo недавно обнаружены (Власов, 1958) три крупные пластообразные колчеданные залежи метасоматического типа (по слоям туфов), состоящие из пирита.

тичном серном месторождении Сульфур-Бэнк (США) ртутных руд под серными залежами, окруженными опализированными каолинизированными породами (Никольский, 1958). В общем, надо ожидать, что при основательной разведке и углубленном исследовании некоторые из метасоматических серных месторождений рассматриваемой области окажутся комплексными серно-металлорудными месторождениями.

На Камчатке установлено 12 серных месторождений, из которых разведано только Ветроваяймское.

На Курильских островах числится 21 месторождение серы, из которых 13 находится на о. Парамушир. Серные месторождения составляют здесь три группы: Северо-Парамуширскую, Заозерную и Южно-Парамуширскую.

Метасоматические серные месторождения находятся в сильно эродированных неогеновых и древнечетвертичных вулканических кратерах и вблизи них вдоль разломов. Эти вулканы характеризуются огромными полями до нескольких десятков квадратных километров светлых гидротермально-измененных пород и приповерхностными вулканическими интрузиями диоритов и гранодиоритов, близкими по составу излившимся андезитам и переходящими в них через порфириновые фации. Деятельность вулканов была продолжительной: с конца неогена (со времени складкообразования) и до настоящего времени, о чем свидетельствуют современные слабые проявления фумарол и горячих ключей.

Метасоматические серные тела являются самой внутренней зоной в полях фумарольно-сульфатно-измененных пород. Они сложены светло-серыми, белыми и желтовато-белыми породами, состоящими из серы, опала или кварца или того и другого вместе (иногда розеток тридимита) и примеси тонкодисперсного рутила, а иногда и микрокриптозернистого марказита. Это по существу серно-кварцевая фация комплекса вторичных кварцитов, представленная в «юных» комплексах серными опалитами, а в более зрелых — серными кварцито-опалитами и серными кварцитами.

В некоторых серных опалитах и кварцитах хорошо видна реликтовая структура лав и пирокластовых пород: дацитов, андезитов и туфобрекчий. Так, на рис. 61 зарисован прозрачный шлиф светло-серой легкой (объемный вес 2,10; пористость 6%) сероносной породы, образовавшейся из андезита. Макроскопически она выглядит сероносным опалитом, в котором вкрапленники плагиоклаза и темноцветного компонента, составляющие 30—40% объема породы, замещены серой и притом не агрегатом зерен, а одним-двумя кристаллами серы. В непрозрачном шлифе (молочно-сером) в отраженном свете в серно-опаловом базисе видны рассеянные сульфиды Fe (марказита) и крупные зерна серы. Такое большое содержание серы по сравнению с содержанием, указываемым Г. М. Власовым (1:2), вызвало необходимость проверить породу химическим анализом, результаты которого оказались неожиданными для метасоматического серного опалита¹: Fe₂S 75,45%; S 3,93%; SiO₂ 20,0%; TiO₂ 0,82%.

Из 75% кристаллической самородной серы половина ее представляет тонкодисперсную, перемешанную с опалом массу, скрытую в базисе породы.

Нет оснований считать описанную метасоматическую серную породу с 20% опала редким исключением, потому что подобная порода отмечалась в серных рудах Японии (Kato, 1934). И если в серных кварцитах Камчатки, Курильских и Японских островов встречаются метасоматические кварциты и опалиты почти без серы, то, вероятно, встречаются и противоположные разности: метасоматические серные породы почти без опала или с небольшой примесью его.

¹ Анализ выполнен М. М. Стукаловой, ВСЕГЕИ, 1960 г.

Таким образом, вряд ли «постоянство содержания опала и серы = 2:1» в метасоматических серных залежах является таким постоянным, как подчеркивает Г. М. Власов (1958, стр. 172). Возможно, постоянство соотношения 2:1 относится не к метасоматическому, а к осадочному типу сероносных толщ кратерных озер, в воде которых оно поддерживается гидросольфатами, что видно из анализов состава кратерных вод Японии и Камчатки (см. табл. 22).

Следует отметить, что в аналогичных серных залежах Японии описаны примеры метасоматической массивной «черноколчеданной» руды

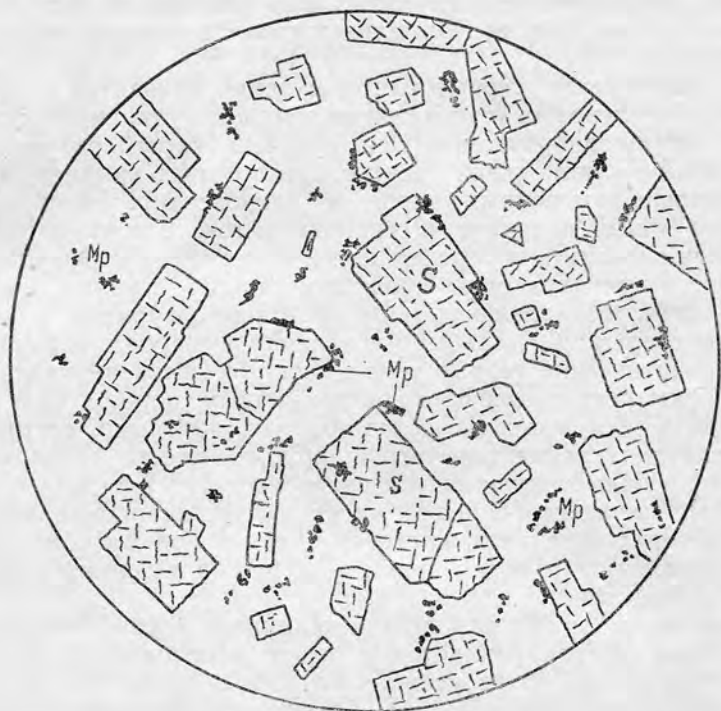


Рис. 61. Опало-серная метасоматическая порода из андезита четвертичного вулкана (месторождение Скалистое, о. Парамушир), $\times 30$

S — сера, Mp — марказит; в базисе породы опал и тонкодисперсная сера

Fe, в которой хорошо видна структура исходной породы — андезита. Вкрапленники полностью замещены сульфидами Fe — одними ими или с примесью серы, а основная масса — опалом, серой, баритом и сульфидами.

В некоторых серных кварцитах, как отмечает Г. М. Власов, зерна серы располагаются между зернами кварца в виде сетевидного агрегата, образованного вследствие того, что при переходе в кварц опал терял воду, растрескивался и сера выталкивалась в трещины сокращения. Точнее — происходила раскристаллизация опала в кварц и собирательная перекристаллизация серы. Но возможен и другой тип образования: «цементирующая» сера откладывается в трещинах позже — со стороны. Так, на рис. 62 видно, что кристаллическая сера цементирует относительно крупные зерна вторичного кварца (до 0,5—0,8 мм), не образующего сетчатого агрегата. Сера разъедается по периферии агрегатом тонкодисперсного алунита, который так тонок, а промежутки, цементированные остатками незамещенной серы, так узки, что алунито-серный агрегат можно легко принять за агрегат диаспора. Такая

четкая картина замещения серы алунином наблюдается, кажется, впервые, что интересно ввиду распространенного мнения о большой подвижности серы. Содержание серы в описываемом кварците 30—35%. В шлифе наблюдается еще примесь марказита около 3—5%.

Мощность пластов залежей серных опалитов (кварцитов) достигает 100 м. На некоторых месторождениях залежи имеют форму грибообразных тел, круто уходящих корнями вниз. Г. М. Власов подчеркивает, что верхние горизонты серных тел не содержат марказита, он появляется ниже. Серные опалиты (кварциты) окружены широкой зоной опалитизированных, алунизированных и каолинизированных вулканических пород с марказитом. За ней следует зона серицитизированных пород с пиритом и, наконец, широкая зона (до 1 км) пропилитизированных пород с пиритом.

Г. М. Власов указывает на наличие в зонах измененных пород

в связи с метасоматическими серными месторождениями диаспора, лазулита и аугелита. Недавно в зонах измененных пород обнаружены лимонито-диаспоровые породы (ранее, вероятно, серноколчеданно-диаспоровые).

Таким образом, в состав вторичных кварцитов серных месторождений входят следующие минералы: опал, халцедон, кварц, тридимит, рутил, марказит, пирит, алунит, «каолинит», серицит, диаспор, аугелит, лазулит, сера.

Что касается взаимоотношений минералов, то можно привести только единичные шлифы серно-алунитовых и алунито-серных кварцитов с о. Парамушир,

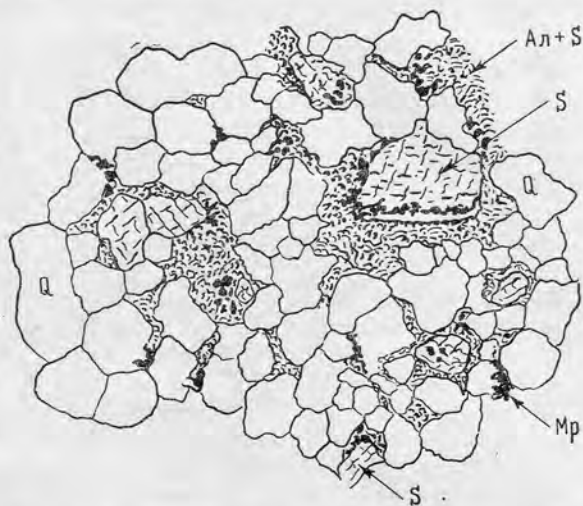


Рис. 62. Алунито-серный кварцит из неогенового вулкана (о. Парамушир, Курильские острова), $\times 32$
S — сера, Q — вторичный кварц, Mp — марказит, Al+S — алунитовые чешуйки, разъедающие серу и остатки серы

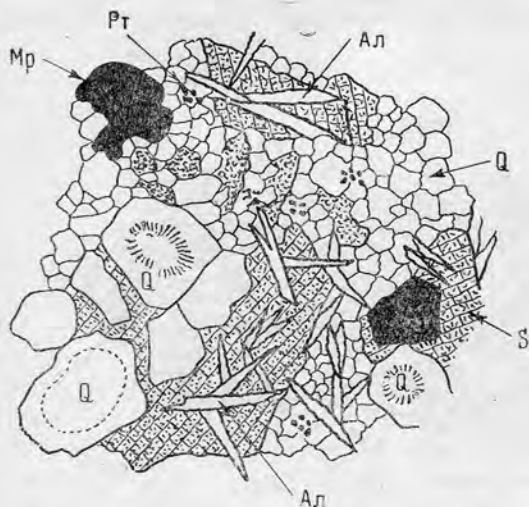


Рис. 63. Алунито-серный кварцит из андезита неогенового вулкана (о. Парамушир, Курильские острова), $\times 64$
Al — алунит, Q — вторичный кварц, S — сера, Pt — рутил, Mp — марказит

зарисованные под микроскопом. Так, на рис. 63 шлиф представляет породу, состоящую из вторичного кварца, кристаллов серы, алунита, марказита и рутила. Кварц цементируется серой, марказитом и алунином. Рутил включен в кварц. Алунит сечет серу. В некоторых крупных

зерна кварца видна реликтовая колломорфная структура опала. На другой зарисовке (рис. 64) шлиф представляет почти аналогичную породу, но с более тонкозернистым кварцем. Здесь алунитовые пластинки образуют звездчато-лучистые агрегаты, развивающиеся преимуще-

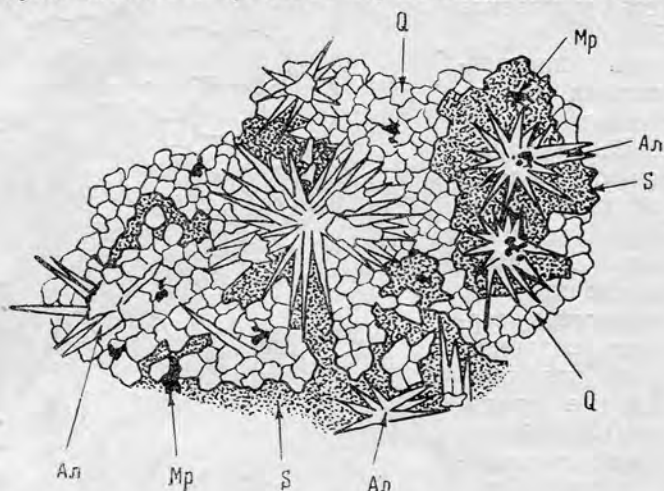


Рис. 64. Серно-алунитовый кварцит из неогенового вулкана (о. Парамушир, Курильские острова), $\times 160$
Ал — алунит, Q — кварц, S — сера, Мр — марказит

ственно в крупных кристаллах серы. Наблюдаемое разъедание серы алунистом происходит, вероятно всего, при уменьшении кислотности среды, тогда как при увеличении кислотности сера будет замещать алунист.

Из зарисовки видно, что размеры минералов комплекса молодых вторичных кварцитов мало уступают таковым древних палеозойских

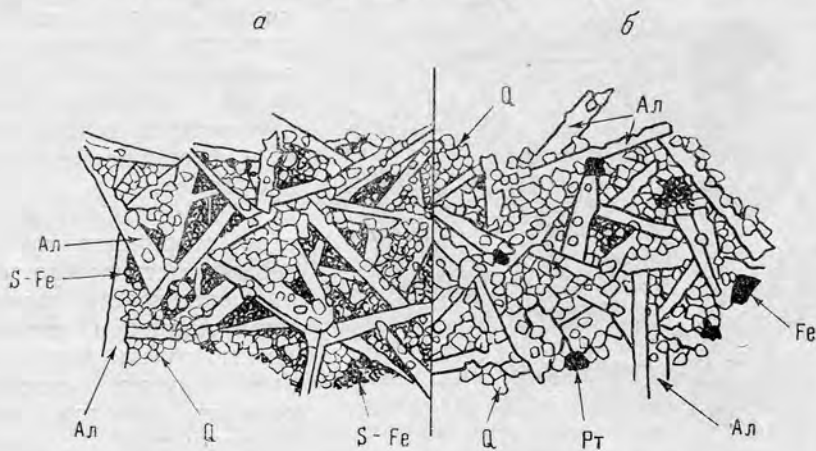
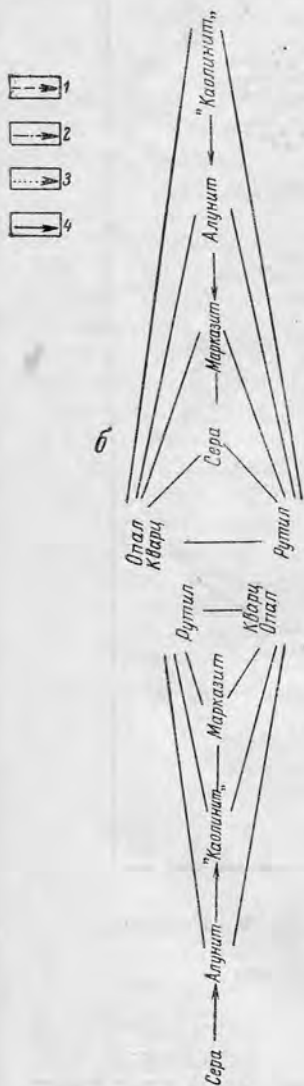
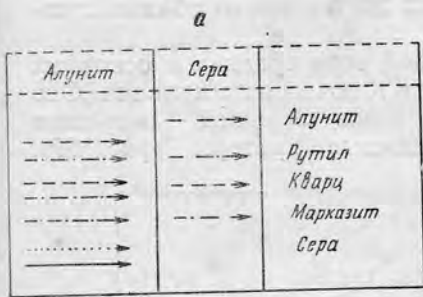


Рис. 65. Алунитовый вторичный кварцит, $\times 64$
а — Неогеновый (древнечетвертичный), о. Парамушир, Курильские острова;
б — Пермокарбонный, массив Наизачеку Центральный Казахстан
Q — кварц, Ал — алунит, Рт — рутил, Fe — рудный минерал, S-Fe — пустоты с буроватым пигментом на месте серы и марказита

комплексов. Так, обычные размеры зерен кварца 0,005—0,01 мм и редко достигают десятых долей миллиметра; рутил и сульфиды Fe тонкодисперсны, а алунист достигает размеров казахстанских алунистов. Для сравнения приведены зарисовки двух шлифов алунитовых кварцитов (рис. 65): неогенового с о. Парамушир и пермо-карбонного казах-



станского с массива Наиза-чеку. Они мало чем отличаются друг от друга. В обоих шлифах хорошо видны лейсты алунита размером 0,2—0,6 мм, которые, развиваясь, очевидно, вместе с вторичным кварцем, включают и цементируют, но не секут его. В молодом кварците много пор-пустот, выполненных буроватым пигментом на месте серы и марказита. В древнем кварците вместо марказита — пирит, представляющий более устойчивую форму в результате «старения» марказита.

В глубоких эрозионных срезях наблюдается вертикальная зональность измененных пород. Верхние горизонты сероносных залежей сложены бессульфидными серными опалитами (кварцитами) с постоянным содержанием серы 33—34%, а нижние — сульфидными с марказитом и примесью пирита. Глубже, надо полагать, следует подобно серным месторождениям Японии зона алунитизированных пород, далее — каолинизированных (аргиллизированных) и, наконец, зона пропилитизации. Глубина сильного гидротермального изменения пород комплекса вторичных кварцитов-опалитов, по Власову, до 1000 м.

Взаимоотношения минералов в породах метасоматических серных месторождений Камчатки и Курильских островов и вероятные схемы минералообразования приведены на рис. 66.

Серно-алунитовое месторождение вулкана Зими́на на Камчатке

Серно-алунитовое месторождение потухшего вулкана Зими́на (Зиминой сопки) описывается по статье В. Ф. Попкова, собравшего полевой материал из эффузивов сопки во время работ Камчатской комплексной экспедиции АН СССР в 1935—1936 гг. Статья была опубликована только в 1948 г. под общим названием «Лавы у Желтого ледника на Зиминной сопке» и не привлекла тогда внимания геологов, интересовавшихся гидротермально-измененными породами и алунитами.

Месторождение приводится как один из примеров формирования в зонах четвертичных сольфатар гидро-

Рис. 66. Взаимоотношения минералов вторичных кварцитов на серных метасоматических месторождениях Камчатки и Курильских островов

а — Взаимоотношения: 1 — цементация; 2 — включение; 3 — замещение; 4 — рассечение
б — Вероятная схема минералообразования. Стрелки направлены в сторону раннего минерала, линии без стрелок соединяют почти одновременные минералы

термально-измененных пород, не дошедших до типичного облика древних казахстанских вторичных кварцитов.

Месторождение находится в наложенной зоне средних и основных четвертичных экструзивов, в 22 км к югу от Ключевского вулкана. Оно расположено на северо-восточном склоне сопки Зиминой — потухшем четвертичном вулкане, сохранившем побочные кратеры (рис. 67).

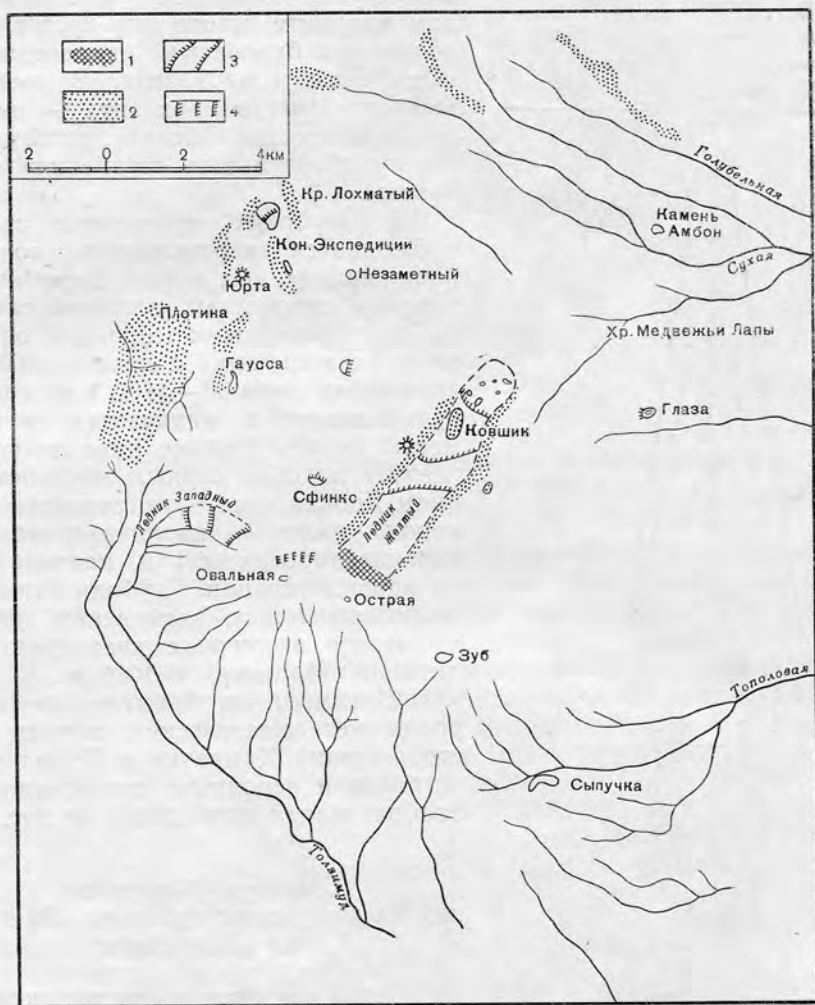


Рис. 67. Схематическая карта Зиминой сопки (по В. Ф. Попкову, 1948 г.)

1 — алунит; 2 — потоки лавы; 3 — ледники; 4 — обрывы

Сопка возвышается примерно на 2000 м над вулканическим плато Ключевской группы вулканов, лежащем на туфогенных песчаниках миоцена. Сопка вытянута в северо-западном направлении на 12 км и имеет три вершины: Овальную, абсолютная отметка 3118 м, Острую и Зуб высотой 2224 м. Две первые разделены глубокой седловиной, заполненной фирновым льдом, откуда с высоты 2500 м начинается Желтый ледник, идущий в северо-восточном направлении на 5 км до морен. Движение ледника происходит по одному из глубоких барранкосов, прорезающих склоны.

Сопка сложена полого-периклинально залегающими покровами андезитов и туфобрекчий. В истоках Желтого ледника вулканическая

толща пород на высоте 2270 м срезана отвесной стеной в 150 м, в которой насчитывается 12 покровов лав и пирокластических пород. Ниже ледопада обнажаются потоки пироксеновых андезитов, переходящие в желтые и розовые алунитизированные породы, а к западу от них из-под снега выступают четыре розоватых участка кварцевого камня — алунита мощностью более 150 м. Выше участков с алунитом возвышаются шпилеобразные скалы серых пород с участками выделившейся серы. По краям центральной части ледника встречаются валуны как неизменных андезитов, так и алунитизированных и осерненных, а в выносе преобладает материал алунитизированных и осерненных пород, придающих моренам желтый цвет.

В. Ф. Попков выделяет два типа алунитизированных пород: кремновые и розовые.

Розовые, или менее перерожденные, породы со значительным содержанием опала, с жилками гипса содержат алунита до 68%. Кремновые же, потерявшие следы исходной породы, содержат алунита несколько больше.

В состав алунитизированных пород входят: опал, алунит, гипс и рудный минерал.

Метаморфизму подвержены не только вкрапленники полевых шпатов и пироксенов, но и основная масса андезитов. Плаггиоклаз-вкрапленник обычно замещен или одним тонкодисперсным алунитом, или опалом, или тем и другим вместе, пироксен же — только одним опалом с выделениями по краям кристалла железистых соединений, окрашенных в бурый цвет. Микролиты плаггиоклаза в основной массе замещены тонкодисперсным алунитом и опалом. Алунит встречается также и в пустотах породы: в крупных порах — здесь он всегда крупнее (до 0,5 мм), в мельчайших порах основной массы, в пустотках, окаймляющих обломки, по извилистым трещинам в базисе.

По химическому составу алунитизированных андезитов и андезито-базальтов видно, что алунит Зиминой сопки относится к калинатровым алунинам, в которых весовые проценты K_2O и Na_2O составляют 2:1. Такое соотношение отвечает химическому составу исходных средних пород (Наковник, 1948).

Результаты химического анализа алунитизированных андезито-базальтов (в %)

SiO_2	18,00	MnO	Следы	П.п.п.	12,22
TiO_2	0,16	MgO	0,00	Влажность	0,35
Al_2O_3	29,60	CaO	0,30	P_2O_5	0,00
Fe_2O_3	1,11	Na_2O	2,90	SO_3	29,49
FeO	0,00	K_2O	5,95	Сумма 100,16	

Полученные оптические данные также соответствуют калинатровым алунинам — порода обладает пониженным двупреломлением. Алунит Зиминой сопки очень близок алуниту измененных андезитов окрестностей Ключевского вулкана (соотношение $K_2O:Na_2O=1:1$) и приближается к натроалууниту инкрустаций на измененных андезито-базальтах Авачинского вулкана с соотношением $K_2O:Na_2O=1:5$ (Заварицкий, 1931, 1935).

Гипс в алунитизированных породах встречается главным образом в пустотах и самостоятельными жилками, что подчеркивает более позднее образование по сравнению с алунитом. Встречается и метасоматический гипс. Так, белые валуны из Желтого ледника представляют огипсованные андезито-базальты, а может быть, и базальты, в которых сплошные гипсовые участки переполнены рудными зернами идиоморфной формы, а микролиты плаггиоклаза замещены тонкодисперсным гипсом.

Сера, как указано было, занимает стратиграфически более высокое положение по сравнению с алунитизированными породами.

Изучение осерненных пород проведено В. Ф. Попковым только по их валунам, снесенным ледником с подножия шпалеобразных скал. Ромбическая сера пронизывает эти породы, закупоривая пустоты в туфобрекчиях. Микроскопическое исследование показывает, что вкрапленники превращены в опал, а сера выделяется главным образом по трещинкам. Таким образом, мы видим здесь осерненные и опалитизированные породы, отвечающие серным опалитам, указанным М. М. Василевским (1958) для массивов вторичных кварцитов неогеновой зоны Камчатки.

В заключение описания серно-алунитового месторождения Зиминой сопки, образовавшегося в результате деятельности сольфатар, В. Ф. Попков высказывается за дальнейшее изучение алунитизированных лав.

Ртутные рудопроявления во вторичных кварцитах Быстринского района на Камчатке

Ртутные рудопроявления на Камчатке локализованы в неогеновой зоне вторичных кварцитов. Они изучены очень слабо и только осветленные породы с киноварным оруденением в Быстринском районе (в бассейне р. Быстрой, в центральной части Срединного хребта) обследованы более детально, а рудный участок у горы Чемпур разведан горными выработками. Данные об участке приведены из статьи Г. М. Власова, М. М. Василевского и Ю. В. Жегалова (1958) и работы М. М. Василевского (1958).

Ртутные рудопроявления и вмещающие их гидротермально-измененные породы типа вторичных кварцитов-опалитов приурочены к зонам разломов в толще третичных андезитов и их туфобрекчий. Вторичные кварциты окружены зоной измененных пород пропилитового комплекса, в котором М. М. Василевский выделяет альбито-хлорито-эпидотовую фацию и альбито-хлорито-карбонатную — обе с рассеянным кубическим пиритом. На контакте пропилитов с неизменными породами много прожилков кальцита, а миндалины выполнены альбитом, кальцитом и цеолитами. К пропилитовому комплексу тяготеет бейделлитовая фация с пиритом, располагающаяся на границе с комплексом вторичных кварцитов (серицито-кварцевой фацией). К последнему относятся еще «каолинито» (диккито)-кварцевая фация, алунито-кварцевая и монокварцевая (опалитовая). Все фации вторичных кварцитов имеют рассеянные сульфиды Fe и рутил.

В состав вторичных кварцитов входят следующие минералы: опал, халцедон, кварц, рутил, марказит, пирит, гематит, серицит, диккит, алунит, барит, диаспор?, пирофиллит?, киноварь, стибнит, реальтар, зуннит, сера.

Здесь не упоминаются бейделлит и каолинит, развивающиеся в самой внешней зоне серицитизации, относящейся скорее к формации гидротермальных аргиллитов. Два минерала — сера и зуннит — обнаружены на севере обследованного района. Это первое место находки зуннита на Камчатке и вообще на Дальнем Востоке СССР. Он установлен в алунито-зуннитовых жилках, секущих алунитизированные породы, и содержание его достигает 60—70%. Обычные размеры минералов 0,005—0,01—0,1 мм. Серицит и диккит встречаются преимущественно в рассеянной форме (главным образом в базисе андезитов) и в виде псевдоморфоз, а алунит — также и в жилках. Псевдоморфозы хорошо подчеркивают реликтовую структуру исходных андезитов. Вкрапленники ортомагматических минералов, главным образом плагиоклазов, замещены серицитом (в серицитовой фации), диккитом

(в «каолининовой» фации) и алунином (в алуниновой фации), чаще всего с примесью вторичного тонкодисперсного кварца. Вкрапленники же темноцветных минералов замещены этими же минералами, но с примесью сульфида Fe.

Облик молодых вторичных кварцитов описываемого района почти ничем не отличается от облика древних казахстанских (рис. 68), разве только меньшим размером зерен минералов. Весьма интересны псевдоморфозы замещения серицитом, окруженные каемкой диккитового агрегата, возможно развивающегося по серициту, похожие на псевдо-

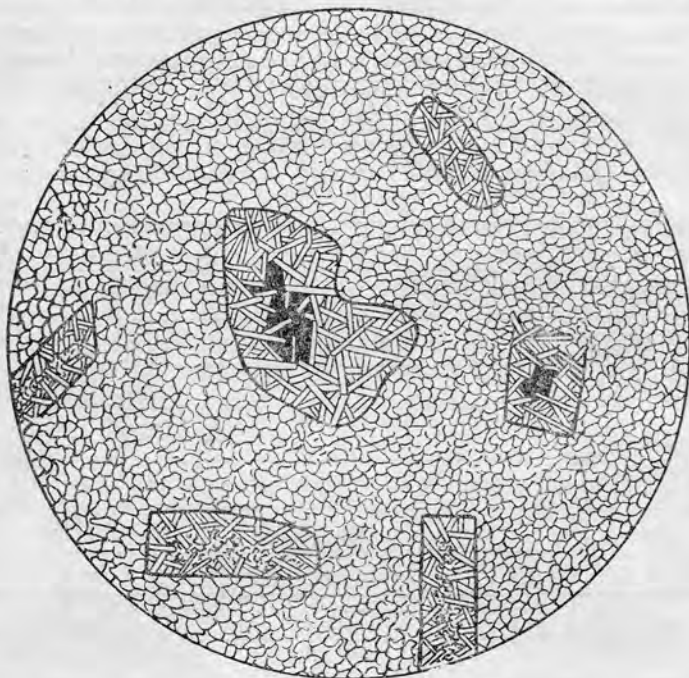


Рис. 68. Алуниновый вторичный кварцит из андезита ртутного месторождения на Камчатке (коллекция М. М. Василевского), $\times 85$

Псевдоморфозы алуниита по вкрапленникам. Черное — марказит, изометричные роговиковые зерна — кварц. В базисе породы микроструктурный вторичный кварц, алуниит и примесь рутила и марказита

морфозы облекания, установленные Лизегангом в 1915 г. В казахстанских вторичных кварцитах наблюдаются обратные явления: ядро вкрапленников плагиоклазов замещено диккитом, а периферия — серицитом, что похоже или на замещение первого вторым, или на одновременное избирательное развитие: диккита по основному ядру, а серицита по кислой внешней зоне зонального плагиоклаза.

Алуниит образуется не только в собственно алуниновой фации кварцитов, состоящей из «равновесной» группы: кварц+рутил+марказит+алуниит, но и в диккитовой и даже в серицитовой, возможно, и в пиррофиллитовой фациях. При этом образуются смешанные минеральные типы: алуниито-диккитовый и алуниито-серицитовый. Интересно отметить, что алуниит занимает в них периферию псевдоморфозы, а диккит и серицит — ядро. Подобное наблюдали также на Секисовском месторождении и во вторичных кварцитах Акташа в Южном Казахстане для диккитового кварцита. Обратное расположение отмечено в серицитовом кварците массива Кара-чеку в Центральном Казахстане и на медном месторождении Cerro de Paseo.

Алунит в алунитизированных породах описываемого района характеризуется большим содержанием Na_2O , приближающимся к содержанию K_2O , что отвечает составу исходных пород — андезитов, богатых Na_2O (Наковник, 1948).

Монокварциты-опалиты состоят из опала, переходящего в халцедон и кварц, и примеси тонкодисперсного рутила («лейкоксена»). Неясно, присутствуют ли в них сера и сульфиды Fe. В монокварцевой фации реликтовая структура исходных пород наблюдается значительно

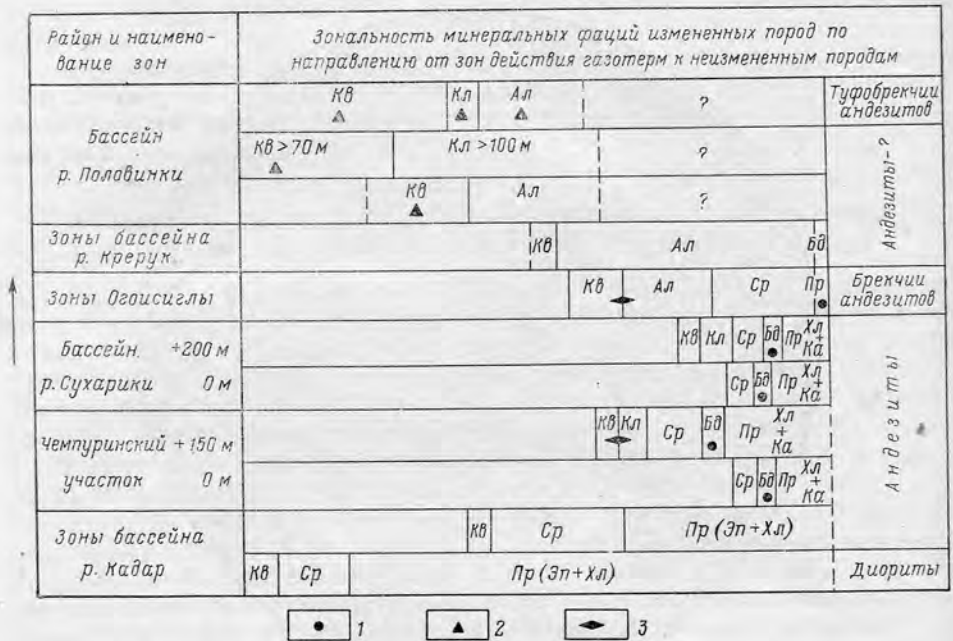


Рис. 69. Сводный график горизонтальной зональности гидротермальных изменений на разных горизонтах разреза. Быстринский район, п-ов Камчатка (по М. М. Василевскому, 1958 г.)

Фации измененных пород: Ал — алунитовая, Бд — бейделлитовая, Кв — монокварцевая, Кл — диккитовая, Пр — пропилитовая, Ср — серицитовая, Эп+Хл — эпидото-хлоритовая.
1 — обогащение пиритом; 2 — сера; 3 — киноварь

реже, чем в серицитовой, «каолинитовой» и диккитовой, в которых содержание кварца колеблется от 50 до 80%.

Специальное исследование расположения минеральных фаций окварцованных пород показало следующую зональность, которую М. М. Василевский иллюстрирует разрезом участка ртутного рудопроявления в центральной части района в бассейне р. Агликич до глубины почти 300 м.

На разрезе видно, что минеральные фации выклиниваются книзу: сначала ртутно-монокварцевая, потом диккитовая и, наконец, серицитовая и бейделлитовая. Глубже всех идет широкая зона пропилитового изменения. В горизонтальном срезе верхней части метасоматической колонки от центра — трещины следуют к периферии: узкая монокварцевая зона с киноварью, широкая диккитовая, еще более широкая серицитовая, переходящая в узкую зону бейделлита, и, наконец, самая широкая зона пропилитового изменения.

М. М. Василевский приводит также сводный график зональности минеральных типов измененных пород для разных горизонтов ртутных рудопроявлений Быстринского района с указанием мощностей отдельных зон (рис. 69).

На графике видно, что в низах (бассейн р. Кадар) сводного разреза пропилитовое изменение выражается альбито-эпидото-хлоритовой фацией, а в средних и верхних — альбито-хлорито-карбонатовой, за которой к периферии, надо полагать, следует альбито-эпидото-хлоритовая фация. Мощность зоны пропилитового изменения в нижних горизонтах больше, чем в верхних. В нижних частях разреза отсутствуют фации средних и верхних частей — диккитовая, алунитовая и монокварцевая. Интересно, что для верхнего горизонта (бассейн р. Половинки) отмечено более внутреннее расположение диккитовой фации по сравнению с алунитовой, как это указывается для массивов вторичных кварцитов Казахстана, Японии и др. В нижних горизонтах сводного разреза алунитовая фация следует непосредственно за монокварцевой. Внутренние фации шире в верхних горизонтах и там они обогащены опалом, который книзу переходит в кварц. М. М. Василевский подчеркивает, что в верхней части разреза измененных пород комплекса вторичных кварцитов преобладает гематит, заменяющий сульфиды Fe нижней части.

Рудная минерализация, помимо рассеянных сульфидов Fe, выражена главным образом киноварью и отчасти стибнитом, реальгаром и аурипигментом, наблюдающимся в супергенной зоне. Киноварь встречается во внутренней зоне метасоматической колонки в виде вкрапленности и в мелких скоплениях на границе, с одной стороны, монокварцитов (опалитов), а с другой — диккитовой и алунитовой фаций. Скопления киновари выполняют пустоты выщелачивания в кварцитах, в которых развит хрусталеvidный кварц, или образуют друзы, обрастающие пирит. Из других ясных взаимоотношений минералов М. М. Василевский указывает только замещение серицитом диккита.

Хотя киноварное оруденение по всем признакам и относится к позднейшей минерализации — после образования вторичных кварцитов, по крайней мере их внутренних фаций, но пространственная взаимосвязь его с этими породами здесь и в других вулканических областях свидетельствует о тесной генетической связи с общим циклом фумарольно-сульфатарных процессов. М. М. Василевский относит образование киновари к позднейшей — щелочной стадии.

Поля современного фумарольно-сульфатарного выбеливания пород и связанные с ним отложения серы и черных сульфидов на Камчатке и Курильских островах

За последнее десятилетие появилось много интересных работ, посвященных геологии камчатских и курильских вулканов. В некоторых работах рассматривается вопрос о послевулканическом изменении пород, связанных с фумаролами, сольфатарами, гидросольфатарами и термальными источниками. Из этих трудов следует отметить работы В. И. Влодавца (1958) о Семячинских вулканах и С. И. Набоко (1959) о вулканических эксгаляциях и гидротермальном метаморфизме.

В этих и других работах показаны примеры сильного изменения пород в пределах вулканических сооружений — изменения, выразившиеся в образовании больших полей плотных или землистых светлых глинистых масс, состоящих из опала, кварца, серы, алунита, каолининовых минералов и черных сульфидов Fe.

Группа Семячинских вулканов

В группе Семячинских вулканов, расположенных на юго-востоке Камчатки в 15 км от океана, имеются большие поля площадью в несколько квадратных километров выбеленных пород. Эти поля приуро-

чены к котловинам и кратерам действующих и потухших вулканов. Современная вулканическая деятельность проявляется на вулканах: Центральном Семячке, Бурлящем и Малом Семячке. Первые два находятся в стадии сольфатарной деятельности, а последний — в стадии редких извержений.

В северном кратере Центрального Семячка, представляющем размытый в северном секторе цирк, много сольфатар, гидросольфатар и ручейков, стекающих со склонов. На дне лежит небольшое Черное озеро (рис. 70), питаемое гидросольфатарами, из которого вытекает Черный ручей. Температура воды в озере 80—88°C, что при абсолютной высоте его 900 м соответствует температуре кипения воды. Температура воды ручья 58°C, а черной грязи топких берегов озера 94°C.

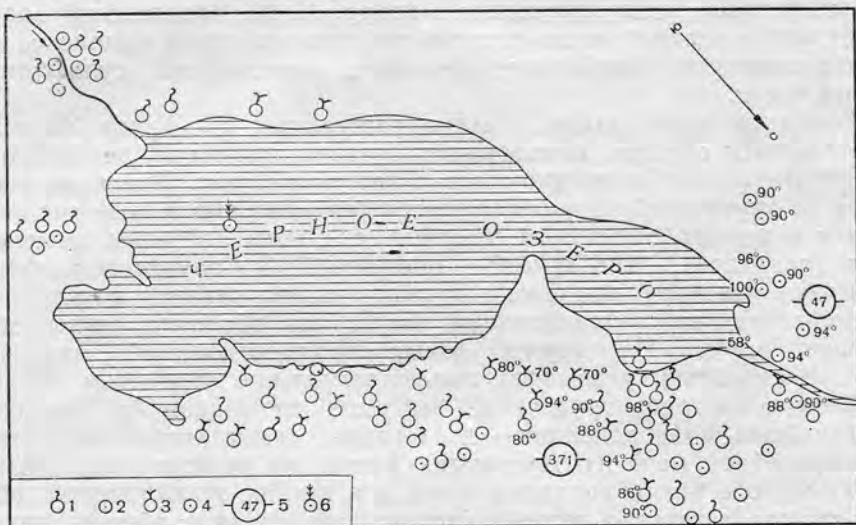


Рис. 70. Схематический план выхода сольфатар у Черного озера вулкана Центральный Семячек (по В. И. Влодавцу, 1958 г.)

1 — грязевые вулканчики; 2 — выходы сольфатар; 3 — фонтанирующие кипящие гидросольфатары; 4 — температура выделений; 5 — количество выходов сольфатар и гидросольфатар; 6 — грязеводные фонтаны

Над озером почти все время стоит пар, поднимающийся иногда фонтанами, а с поверхности озера выделяются пузырьки водяного пара, H_2S и, вероятно, других газов. Временами бьют грязеводные небольшие фонтаны. Озеро покрыто черной пленкой, вода под которой серовато-стального цвета от взмученной грязи. В пленке, как и в грязи, вероятно, много черных сульфидов Fe — мельниковита, потому что на берегу наблюдаются латунно-желтые зернышки марказита или пирита. Сольфатары и гидросольфатары разбросаны отдельными полями до нескольких сотен струй в каждом поле. Они выделяют пары воды, H_2S , CO_2 , сернистый газ и местами соединения Cl. Температура их достигает 100°C. Около струй обычны возгоны — наросты опала, серы, гипса и магниезальных или железисто-алюминиевых сульфатов. Главная масса последних относится к группе галотрихитов-пиккерингитов. Встречаются алуноген и алуминит. В кратере имеются кипящие серные котлы — лужи мутно-серо-стального цвета, выделяющие пары воды и газы. Стенки котлов покрыты кристалликами серы. Из-под буровато-железистой корки, прикрывающей беловатую массу разложившей породы, вытекает сметаноподобная масса геля кремнезема, которая при высушивании превращается в порошок опала.

Породы дна кратера и склонов — лавы и туфобрекчии выбелены не только в пределах сольфатарных полей, озера и ручьев, но и вне их, где действовали ранние сольфатары и гидросольфатары и где выходили к поверхности горячие сернокислые ключи. Таким образом, дно и стенки кратера представляют огромное поле массового пропаривания вулканических пород, в результате чего вулканические породы превращены в плотные или пористые опаловые сероносные породы с черными сульфидами Fe и алунином, но чаще всего — в глинистые массы с реликтовой структурой исходных пород. Химические и спектрометрические анализы опалитов показывают не только отсутствие всех оснований, кроме TiO_2 , Fe_2O_3 и Al_2O_3 , но и всех рассеянных рудных элементов. Таким образом, при очень сильном сернокислотном изменении происходит стерилизация породы — остаются только SiO_2 , TiO_2 , Fe и Al. Местами же порода стерилизована и от двух последних.

Вулкан Бурлящий характеризуется мощными газовыми струями и многочисленными гидросольфатарами. На склонах кратера действуют мощные газовые струи — одна из них поднималась на высоту 500 м и дно котловины покрыто большим количеством выходов как чисто газовых струй, так и газоводных и грязеводных. «Сольфатар так много, — пишет В. И. Влодавец, — что временами создается впечатление сплошного выделения их. Газы как бы пропаривают дно». Температура около сольфатар на глубине 20 см от поверхности достигает $88^\circ C$. Температура газа самой мощной сольфатары $150^\circ C$, других менее мощных — $120^\circ C$. Направление струй мощных сольфатар вначале почти горизонтальное. Реакция воды озера у самой мощной струи очень кислая. Породы склонов и дна котловины сильно выбелены, аргиллизированы, а в зонах наиболее интенсивного действия кислых газогидротерм превращены в пористую белую породу из опала с примесью серы.

Вулкан Малый Семячек сложен переслаивающимися покровами андезитов, базальтов и туфобрекчии. Он имеет три кратера: два потухших со следами недавней сольфатарной деятельности — выбеленными стенками — и третий (кратер Троицкого) действующий. Кратер Троицкого представляет почти замкнутый цирк с обрывистыми выбеленными стенками. На дне лежит озеро, окруженное сольфатарами, расположенными у самого зеркала и не выше 10—15 м над ним. Газовые струи некоторых сольфатар вырываются со свистящим шумом. Вокруг струй образовались конусы серы. Местами они протягиваются вдоль пологопадающего слоя пористого туфа, вероятно экранируясь вышележащим плотным слоем. Анализ выбеленного андезито-базальта около сольфатарной струи показал содержание алуниита около 40%.

Другие вулканы Камчатки

1. **Вулкан Шивелуч.** В кратерной вершине, указывает С. И. Набоко (1959), имеются сотни газовых струй обычного для сольфатар состава: водяной пар с CO_2 , H_2S и SO_2 . HCl отсутствует. Температура газов $90—140^\circ$. В трещинах и на поверхности около струй возгоны-выцветы серы и сульфатов Al, Fe, Ca, Mg, Na и K: галотрахит, пиккерингит, алуноген, кокимбит, мелантерит, эпсомит, мендоцит, каннит, натровые и калиевые квасцы, гипс, ангидрит и др. В результате спектроскопического анализа в выцветах установлены: Cu, Co, Ni, Mo, Ga, Cr, V, Sr. Лавы вокруг пробивающихся струй превращены в светлую сыпучку, состоящую из опала и глинистого минерала, пропитанную серной кислотой.

2. **Вулкан Кошелева.** Здесь в центральной полукальдере на высоте 1200 м у подножия выбеленной горы много сольфатар и гидросольфатар, издающих грохот, за что и прозваны «Гремучими ключами». Сольфатарная площадка, сложенная выбеленными — аргиллизированными

и алунитизированными — породами, несет десятки паровых струй, кипящих ключей и небольших озер. На площадке обильные отложения сульфатов Na, Mg, K и Al. «Грохот от бурного вскипания, подбрасывания воды и даже камней, — сообщает С. И. Набоко (1959), — заглушает голоса. Здесь, как нигде, видно участие поверхностных вод в формировании термальных источников. Ручьи от таяния ледников спадают в горячие трещины, вызывают бурное парообразование. В местах скопления воды образуются горячие озера». Минерализованная вода имеет кислую реакцию (рН 2,6) и содержит 1,2 г/л солей — сульфатов Al, K, Na, Mg, выщелоченных из выцветов и вмещающих пород, подвергшихся сольфатарной переработке. У подножия вулкана Кошелева отмечены термальные источники и лужи кипящей черной грязи, в которой рассеяны сульфиды.

3. У подножия **вулкана Кихпинач** встречаются кипящие озера, колодцы, грязевые воды образуются горячие озера (Набоко, 1959). Поверхность термального поля изобилует выцветами — корочками растворимых сульфатов, под которыми обнаруживаются скопления серы и белого опала. Состав и кислотность вод переменчивы (рН 5—6). При охлаждении пробы газов сольфатар конденсировалась вода, на поверхности которой появлялась сера. Лавы и туфы термального поля «превращены в глинистые массы из опала, алунита и каолина», в которых содержание алунита достигает 87%. Алунитизация сопровождается пропитыванием пород сульфидами Fe.

4. **Мутновский вулкан** («Поворотная сопка», «Асача») находится на восточном побережье южной оконечности Камчатки.

Вулкан сложен (Г. Ю. Меренина, 1956 г.) в основном андезитами и туфобрекчиями, рассеченными дайками базальтов. На вершине вулкана два кратера, в которых лежат Верхнее и Нижнее озера, окруженные сольфатарами и гидросольфатарами. Зеркало озер находится на уровне нижних горизонтов кратеров. Вода озер кислая (рН 1,7—2,6) и на ее поверхности плавают желтовато-серая пена серы. Берега сложены вязкими желтоватыми серными илами. Из оз. Нижнее вытекает р. Мутная, названная так по мутно-белому цвету воды от взвешенной серы. В. Н. Никольским (1958) установлены погребенные кратерно-озерные тонкослоистые серные руды, слагающие три пласта.

Породы стенок кратера на полях новых и старых fumarol выбелены. Местами они превращены в белую, розоватую или желтоватую глиноподобную массу из опала, алунита, «каолина», гипса и серы. Последняя пропитывает главным образом богатые опалом породы. Под микроскопом в таких породах видны псевдоморфозы опала по вкрапленникам, отороченные мелкозернистым кварцем. Опал основной массы перешел во многих местах в агрегаты кварца, развивающиеся то в виде жилок, то линзочек, то неправильных скоплений. В алунитизированных породах хорошо видны под микроскопом псевдоморфозы алунита и опала по вкрапленникам плагиоклазов. Сера часто образует жилки, секущие измененные породы. В воронке взрыва вулкана много горячих источников, текущих по выбеленным аргиллизированным породам, имеющим поверхностные корки серы и гипса.

Курильские острова

1. На **вулкане Менделеева** (о. Кунашир) вокруг дацитового купола располагаются поля сольфатар и гидросольфатар, в которых насчитываются сотни газовых струй. Андезиты термальных полей превращены в глины и белые опалиты с серой. Корки серы покрывают поля. На глубине 5 см выбеленные породы переходят в черные плотные породы, импреньированные мельниковитом. В составе этих пород встречаются опал, алунит, сера, пирит и марказит. Температура выходящих

газов равна 98°C . Состав газов: пары воды с примесью SO_2 , SO_3 , H_2S и CO_2 . Кислотность вод, собирающихся в водоемы из-под сольфатарных струй, изменяется от pH 2,1 до pH 1,65. Сольфатары вулкана Менделеева образуют много серы, которую добывали до 1945 г. японцы и еще в настоящее время она имеет промышленное значение. В старых выработках, вскрывающих опализированные андезиты, можно видеть как вкрапленную метасоматическую серу, ассоциирующуюся с черными сульфидами Fe, так и жильную.

2. В кальдере вулкана Головнина (самого южного на о. Кунашир) сольфатарные поля приурочены к молодым дацитовым куполам. У подножия одного из куполов лежит кипящее озеро, со дна которого



Рис. 71. Общий вид (с северо-запада) серного месторождения Южное, о. Парамушир. Фото Г. М. Власова, 1952 г.

1 — эффузивно-пирокластическая (андезитовая) толща конуса вулкана Карпинского; 2 — пластообразная залежь серных кварцитов (мощностью около 100 м); 3 — алунизированные и каолинизированные породы; 4 — останец потока андезита (слабо измененные андезиты, хлоритизированные и пиритизированные); 5 — молодой поток вулкана Карпинского, представленный глыбовой андезитовой лавой

поднимаются газы. Состав их: пары воды, сернистые газы (H_2S , SO_2 , SO_3) и HCl. Воды небольших водоемов у подножия куполов очень кислые (pH 1,64). Окисление сернистых газов ведет к образованию серы, которая осаждается на дно или выносится газовыми пузырьками на поверхность, образуя серную пену.

Дациты термальных площадок изменены в опаловые породы, несущие серу и алунит. Из озерных серных илов японцы добывали серу. Наиболее интересное явление в кальдере Головнина — Черепаховое сольфатарное поле на берегу большого кальдерного озера. Здесь горизонтально залегающие озерные отложения, состоящие из обломков дацита, андезита и глинистых частиц, приподняты куполом поднимающейся лавы, не вышедшей на поверхность. Они разбиты трещинами, из которых поднимаются сернистые газы с примесью HCl, выделяемые еще не остывшей лавой. Озерные отложения превращены в опаловую массу. Местами из трещин в поверхностной корке вытекает студенистая масса геля H_2SiO_3 , содержащая до 52% воды. При старении масса переходит в пористый мелоподобный силикагель и затем в опал, в котором появляется кварц.

3. **Вулкан Карпинского**, или, как часто его называют (Горшков, 1958), кальдера Карпинского на о. Парамушир, сложенная андезитами и туфобрекчиями, имеет широкую (до 5 км) эрозионную кальдеру глубиной до 700 м. У восточной стенки — кратер, внутри которого много горячих источников и сольфатар с серными конусами высотой до 5 м. «Внутри конусов, — сообщает Г. С. Горшков, — бурлит жидкая сера, иногда вылетающая брызгами наружу». На восточном склоне кальдеры находится еще один кратер с сольфатарами. Температура газов достигает 150° С.

В 1950 г. Г. М. Власов, ревизовавший серные объекты Курильских островов, установил в обрыве кальдеры мощную (до 100 м) пластообразную залежь серных кварцитов, образовавшуюся вследствие избирательного замещения слоя туфобрекчий. Под ними залегает еще более мощная толща (рис. 71) алунитизированных и каолинизированных вулканических пород. Такие же породы распространены над выходами горячих источников и современных сольфатар далеко по борту кальдеры. Они включают пластообразные залежи серных кварцитов, согласные с общей структурой экструзивной толщи, и несут сульфиды Fe. Установлена значительная площадь с повышенным содержанием Си, а также — молибденовое рудопроявление. Зоны выбеливания окружены пропилитизированными породами.

Г. М. Власов относит образование серных кварцитов и рудопроявлений Си и Мо к более ранним неогеновым вулканическим процессам.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Мезо-кайнозойские алунитовые месторождения Японии

Все помещаемые здесь краткие данные взяты из сводной работы Sh. Iwao, изданной на японском языке в 1949 г.

Алунитовые месторождения расположены на всей территории Японии, начиная с о. Хоккайдо и кончая о. Кюсю; залегают они в неглубокой зоне в вулканических породах позднего мезозоя или третичного возраста. Наиболее значительными являются следующие месторождения (с севера на юг): Асараяма и Тоя на о. Хоккайдо, Куни, Убутидзава, Фунибара, Нисина, Угусу, Тотибара, Каная, Фукуяма, Сёкодзан на о. Хонсю и Мёбан на о. Цусима. Некоторые из них, как например, Сёкодзан, Фукуяма и Тотибара, являются комплексными: пиропиллитодиапор-алунитовыми. Площади отдельных месторождений 1—4 км² и достигают 12—15 км² (рис. 72).

Все месторождения являются вулканическими эпитегрмально-метасоматическими, а измененные окварцованные породы этих месторождений тождественны вторичным кварцитам Казахстана, за исключением присутствия остаточной самородной серы.

Вторичные кварциты месторождений имеют в своем составе такие гидротермальные минералы: кварц, серу, рутил, сульфиды Fe, гематит, диапор, алунит, каолинит, пиропиллит, серицит, зуниит, корунд, топаз.

Сульфиды Fe представлены главным образом марказитом и пиритом, но в какой зоне и какой из них является ведущим — неясно. В супергенной зоне сульфиды Fe превращены в лимонит. Необходимо отметить, что нахождение гипогенной самородной серы служит главным признаком фумарольно-сольфатарного генезиса алунитовых месторождений и характерной для них минеральной ассоциации. «Сульфиды Fe, самородная сера, рутил, гематит и лимонит, — сообщает Sh. Iwao, — являются наиболее обычными аксессуарными минералами измененных пород этих месторождений». Он находит, что в некоторых месторождениях (простых — каолинито-алунитовых) минеральная ассо-

циация простая, тогда как в других, например в Сёкодзане (в риолитах), она сложная, «что свидетельствует о телескопировании».

Месторождения обладают характерной вертикальной зональностью минеральных типов, располагающихся сверху вниз в следующем порядке (рис. 73): кварцевый («монокварциты»), алунитовый и каолининовый, к которому примешивается пиррофиллитовый тип с диаспором и корундом. Ниже идет широкая зона пропилитизированных пород. Надо полагать, что на переходе в зону пропилитизации развиты окварцованные и серицитизированные породы серицитовой фации, которые Iwao, возможно, отнес к пропилитам.

На планах месторождений можно видеть, хотя и не так ясно, как на вертикальном разрезе, горизонтальную зональность: широкая зона пропилитов переходит внутрь в «каолинизированные» породы, далее в алунизированные, затем в богатые алунитовые руды (от 50% алунита и выше) и, наконец, в кварциты. Наблюдается ассоциация кварцитовых тел с телами богатых алунитовых руд: там, где имеются первые, есть и вторые.

Судя по планам месторождений, отдельные поля алунитовых руд имеют площади в тысячи, десятки тысяч квадратных метров и достигают 150—200 тыс. м². Отдельные тела богатых алунитовых руд (алунита больше 50%) имеют площади, достигающие 250 м² в плане и мощность до 15—20 м. Тела алунитовых руд залегают вертикально или падают под крутыми углами в виде линзообразных, трубчатых тел. Имеются и неправильные пластовые тела, книзу переходящие в трубчатые хвосты. Sh. Iwao по форме различает три типа алунитовых рудных тел: 1) правильные трубчатые тела с грибообразными верхушками, 2) неправильные массивные тела и 3) промежуточные между теми и другими.

Максимальная глубина залегания алунитовых тел 100—150 м. Окварцевание и, вообще, сильное гидротермальное изменение пород, не считая пропилитизации, достигает глубины 200—250 м. Тенденция алунитовых тел и измененных пород уходить хвостами вглубь, как и на месторождениях вторичных кварцитов Казахстана, проявляется отчетливо (рис. 74). Здесь, как и в казахстанских месторождениях, сильно окварцованные породы и алунитовые тела занимают выдающиеся части рельефа.

Из японского текста работы Sh. Iwao нельзя выяснить состав парагенетических групп минералов отдельных минеральных типов. Судя по некоторым данным, можно полагать, что группы эти аналогичны основным минеральным типам казахстанских вторичных кварцитов: в каждом минеральном типе имеются кварц + рутил + гематит или пирит + ведущий минерал типа. Нельзя было выяснить и взаимоотношения минералов, а также поведение пирита, гематита и самородной серы

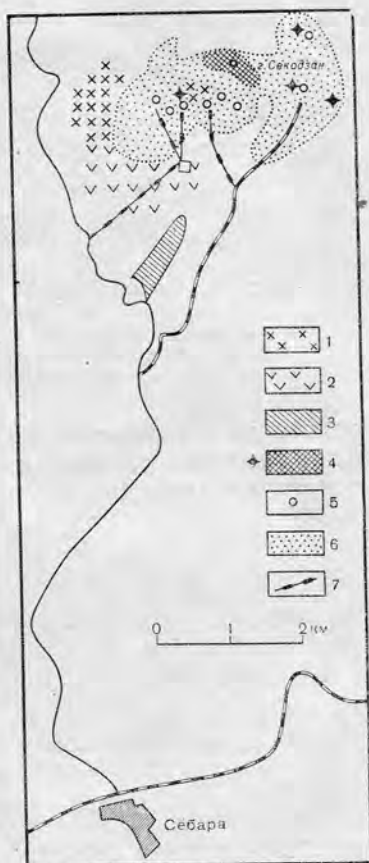


Рис. 72. Схематическая карта месторождения Секодзан на о. Хонсю, Япония (по Sh. Iwao, 1949 г.)

1 — порфириты Тг; 2 — риолиты Тг; 3 — палеозойские глинистые сланцы; 4 — алунитовые месторождения; 5 — месторождения пиррофиллита; 6 — гидротермально-измененные риолиты; 7 — подвесная дорога

в вертикальном и горизонтальном срезах. Можно лишь сказать, что сера генетически тесно связана с образованием кварцитов и alunитов, но сплошные ее скопления в месторождениях, описанных Sh. Iwao, отсутствуют, тогда как в аналогичных alunитизированных, каолинизированных и опалитизированных комплексах четвертичного возраста и в современных вулканах она составляет характерную особенность

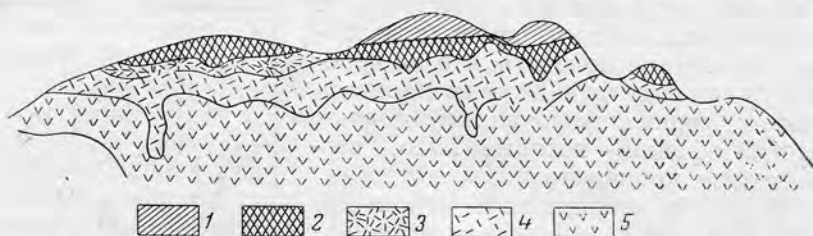


Рис. 73. Схематический разрез алунитового месторождения Угусу на о. Хонсю, Япония (по Sh. Iwao, 1949)

1 — сильно окварцованные андезиты; 2 — alunитизированные и окварцованные андезиты с содержанием alunита 20—45%; 3 — пористые кварциты; 4 — каолинизированные андезиты; 5 — пропилитизированные андезиты

вплоть до образования промышленных тел. Вероятно, поэтому отсутствуют заметные скопления серы и в других третично-меловых месторождениях alunита Японии, не говоря уже о более древних. Очевидно, за

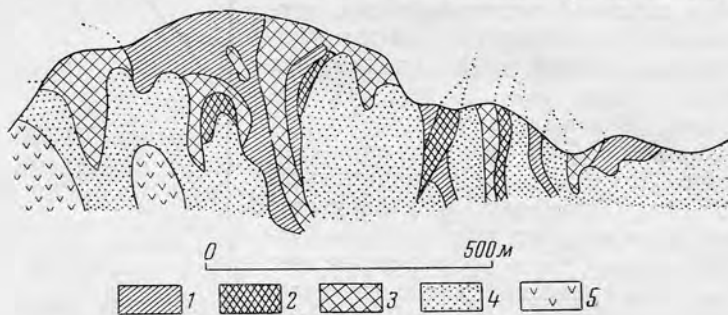


Рис. 74. Разрез алунитового месторождения Нисина на о. Хонсю в Японии (по Sh. Iwao, 1949 г.)

1 — сильно окварцованные дациты; 2 — alunитизированные дациты (алунита 80%); 3 — alunитизированные дациты (алунита 30—50%); 4 — каолинизированные дациты; 5 — пропилиты

огромный период в 100 с лишним миллионов лет сера полностью окислилась.

Внешний вид алунитовых руд сильно колеблется по структуре, содержанию alunита и размеру его зерен. Так, руда из месторождения Угусу крупнозернистая, белая, желтая и розовая, а из Сёкодзан кажется «сливной», восковидной и бледно-розовой.

Sh. Iwao так же, как и автор (Наковник, 1947), пришел к выводу о том, что химический состав метасоматических alunитов зависит от химического состава исходных пород: существенно натровые alunиты возникают при изменении основных пород, богатых натрием, калиево-натровые и натрово-калиевые — из средних пород, а существенно и чисто калиевые — из риолитов и трахитов. В подтверждение сказанного приводим данные Sh. Iwao (табл. 20).

Запасы алунитовых руд месторождений, описанных Ивао, приведены в виде диаграммы (рис. 75).

Химический состав алунитовых руд главнейших месторождений Японии

(в процентах)
(незначительные содержания MgO, CaO и H₂O не указаны)

Исходные породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	SO ₃
Месторождение Угусу							
Андезиты	62,18	10,60	6,58	1,03	1,26	—	6,92
	54,11	17,95	1,65	1,79	1,94	—	15,21
	42,22	25,54	0,21	1,82	2,91	—	21,32
Месторождение Нисина							
Андезиты и риолиты	40,98	21,14	1,39	1,02	3,34	7,86	19,27
	0,54	38,37	0,16	4,00	4,10	13,02	38,83
Месторождение Секодзан							
Риолиты	59,72	14,63	2,57	0,68	3,19	18,36	14,39
	17,32	31,50	0,25	0,66	7,38	41,53	27,51
	1,14	37,55	0,10	0,93	8,66	49,64	
Месторождение Тотибара							
Риолиты	44,92	21,19	0,51	1,39	5,33	—	19,52

Ивао (Iwao Sh.) считает, что агентами формирования алунитовых руд и ассоциированных с ними минералов являются восходящие гидротермальные сернокислые растворы вулканического происхождения.

Мезо-кайнозойские пиррофиллитово-диаспоровые месторождения Японии

Пиррофиллитово-диаспоровые месторождения также расположены на территории всей Японии в полосе почти исключительно вулканических пород третичного и мелового возраста. В очерке о пиррофиллитово-диаспоровых месторождениях приведены сведения, почерпнутые из кратких резюме и японского текста отдельных работ.

Литературные данные позволяют утверждать, что пиррофиллитово-диаспоровые месторождения Японии являются гидротермально-метасоматическими месторождениями вулканического генезиса. Они относятся к типу вторичных кварцитов и от казахстанских отличаются более молодым возрастом и второстепенными деталями.

Здесь будут описаны промышленные месторождения, которые располагаются от середины о. Хонсю, достигают его юго-западной оконечности и переходят на острова Гото. На прилагаемой карте (см. рис. 5) указаны с северо-востока на юго-запад следующие месторождения: Ashio, Jonago, Totibara, Fukuyama, Mitsuichi, Shokozan, Nabekura, Ugu, Naburu, Goto и др.

Относительно промышленного значения этих месторождений удалось установить, что запасы пиррофиллита на месторождении Nabekura составляют 10 тыс. т, а на крупнейших месторождениях группы Гото — около 315 тыс. т пиррофиллита и 35 тыс. т диаспорита а ежемесячной добычей 100 т диаспора и 500 т пиррофиллита. Диаспоровые руды используются как глиноземное сырье, а пиррофиллитовые — как глиноземные высокоогнеупоры и наполнители.

Большинство месторождений находится в юго-западной части Японии и залегает в кислых экструзивах третично-мелового возраста, за исключением группы месторождений Гото, приуроченных к песчано-глинистым отложениям эоцена и прорывающим их вулканическим интрузиям гранит-порфиров.

В минеральном составе руд и вмещающих измененных пород указываются следующие гидротермальные минералы: кварц, рутил, пирит, серицит, «каолинит», алунит, пирофиллит, диаспор, андалузит, корунд, дюмортьерит, гематит.

Отмечается почти постоянное присутствие рассеянного пирита, а местами — значительное содержание андалузита и корунда. Алунит имеется лишь в комплексных — алунито-пирофиллит-диаспоровых месторождениях Sbokozan, Fukuyama и Fatibara, в других месторождениях он редок. Внешнюю зону руд составляют пирофиллитовые кварциты и, вероятно, серицитовые, окруженные пропилизированными породами. Так, на месторождении Jonago (Nagano pref.), в районе серных месторождений, I. Sunagawa (1955) отмечает следующую зональность расположения от центра к периферии (рис. 76): диаспоровая зона (диаспориты) с корундом, зунитом, бёмитом и пиритом → пирофиллитовая зона (агальматолит) с диаспором, «каолинитом», ильменитом и пиритом → зона окварцевания (нормальные пирофиллитовые кварциты) с пиритом → пропилизированные исходные породы (диоритовые порфириды).

Интересны приводимые Sunagawa результаты специального исследования (первого в истории изучения гидротермально-измененных пород) содержания по отдельным зонам импреньюрующего пирита, особенно его размеров и огранки зерен. В пропилизированных порфиритах пирит мелкий, редкий и исключительно кубический, в пирофиллитовых кварцитах он крупнее, содержание заметно больше и к кубической форме прибавляется пентагональный додекаэдр и октаэдр. В пирофиллитовых кварцитах пирит еще крупнее, содержание его выше и габитус в основном октаэдрический и додекаэдрический: в диаспоритах, в которых встречаются корунд и зунит, пирит наиболее крупный, обильный и притом исключительно октаэдрический. Близкое этому явление наблюдалось на Семиз-Бугу, Коунраде, Акташе и Чирагидзорском колчанном месторождении.

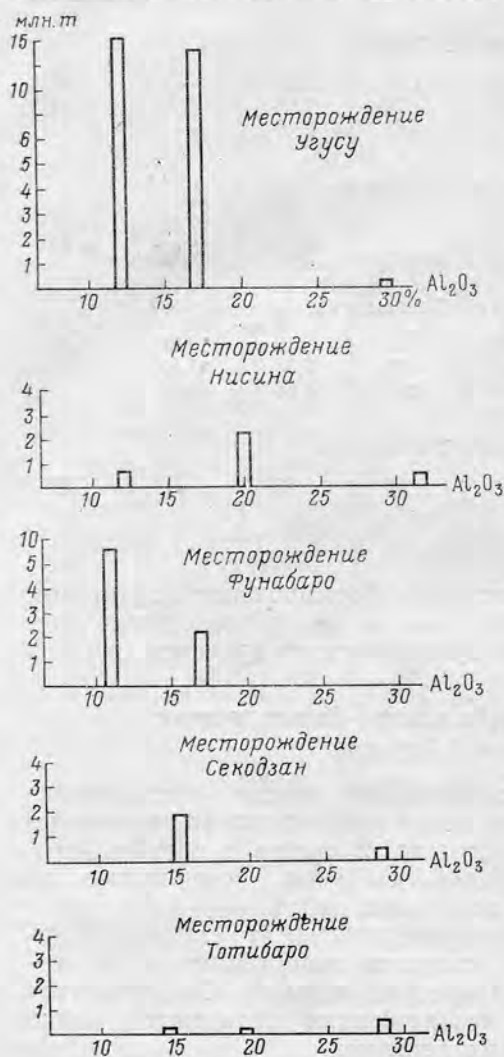


Рис. 75. Запасы алунитовой руды главных месторождений Японии (по Sh. Iwao, 1949 г.)

пирит мелкий, редкий и исключительно кубический, в пирофиллитовых кварцитах он крупнее, содержание заметно больше и к кубической форме прибавляется пентагональный додекаэдр и октаэдр. В пирофиллитовых кварцитах пирит еще крупнее, содержание его выше и габитус в основном октаэдрический и додекаэдрический: в диаспоритах, в которых встречаются корунд и зунит, пирит наиболее крупный, обильный и притом исключительно октаэдрический. Близкое этому явление наблюдалось на Семиз-Бугу, Коунраде, Акташе и Чирагидзорском колчанном месторождении.

Для характеристики форм и размеров рудных тел, а также их состава и взаимоотношений некоторых минералов приводим сведения по крупнейшему месторождению Гото, изученному лучше других, но не являющемуся по геологическим условиям типичным ни для Японии, ни для аналогичных месторождений вообще. Сообщаемые сведения взяты из статьи Sh. Iwao, T. Hamachi, M. Fanado и N. Inoue (1953), а также небольшой статьи Т. Hamachi (1953).

Месторождение Гото является наиболее крупным в Японии и крупнейшим из четырех месторождений, расположенных на о. Фукуяма в группе островов Гото (рис. 77). Площадь его около 6 км². Здесь имеется 30 отдельных пиррофиллитовых, пиррофиллито-диаспоровых и диаспоровых тел, окруженных зонами измененных окварцованных пород, как в гранит-порфирах, так и в песчанико-сланцах (рис. 78). Наиболее крупные тела находятся в измененных гранит-порфирах, а большинство мелких располагаются в песчанико-сланцах, контактируя с гранит-порфирами. Тело гранит-порфиров представляет вулканическую или субвулканическую интрузию, внедрившуюся в слабо дислоцированную толщу эоценовых песчаников и глинистых сланцев. Интрузия несет много мелких апофизов—жил кварцевых порфиров и кварцевых трахитов, выступающих то в виде секущих даек, то в виде согласных интрузивных залежей. Толща песчанико-сланцев образует куполообразную структуру соответственно форме интрузивного тела. Складки пологие и поддерживают основное северо-западное направление. Контактный метаморфизм песчанико-сланцев, как подчеркивают авторы статей, выражен крайне незначительно.

Соответственно характеру вмещающих пород и их структуре выделяются рудные пиррофиллито-диаспоровые тела различных форм (см. рис. 78, 79): 1) линзообразно-пластовые залежи в песчанико-сланцах; 2) вертикально-трубчатые тела в гранит-порфирах; 3) грибообразные тела около апофиза гранит-порфира в песчанико-сланцах; 4) неправильные массивные тела в зонах дробления; 5) неправильные гнезда, желваки, мелкие жилки.

Объем тел чистых диаспоровых пород обычно достигает 10—100 м³ и самое крупное тело представляет полого падающую залежь мощностью 3 м и длиной 60 м. Размеры наиболее крупных тел пиррофиллито-диаспоровых пород превышают 50×150 м. Наибольшая глубина залегания рудных тел от поверхности составляет 200—250 м.

Различают три минеральных типа пород рудных тел: диаспоровые породы, слагающие ядро тела, пиррофиллито-диаспоровые, слагающие оболочку, пиррофиллитовые («руббо») во внешней зоне и окружающие их пиррофиллитовые кварциты.

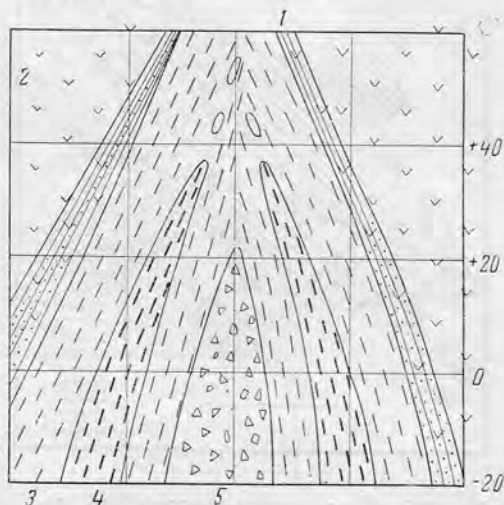


Рис. 76. Схематический разрез рудной линзы диаспоро-пиррофиллитового месторождения Jonago в Японии (по I. Sunagawa, 1955 г.)

1 — зона окварцевания; пиррофиллитовые кварциты из кварца, пиррофиллита и примеси пирита; 2 — процилитизированные порфириты с хлоритом, эпидотом и пиритом; 3 — пиррофиллитовая зона: плотная порода с реликтовой структурой, состоящая из пиррофиллита и примеси диаспора, диккита, пирита, пльменита; 4 — диаспоровая зона: диаспорит с примесью пиррофиллита, корунда, зуннита, бемита и пирита; 5 — брекчированная зона

Диаспоровые породы состоят из диаспора и примеси пирофиллита, корунда и рутила, а пирофиллито-диаспоровые породы — из пирофиллита, диаспора и примеси корунда, рутила, местами андалузита и дюрортьерита. В некоторых диаспоровых телах содержание корунда, как показывают микроразрисовки Т. Намачи (1953), превышает 50% и скопления его приурочены к ядру тела. Аналогичное явление наблюдается на алунино-пирофиллито-диаспоровом месторождении Shokozan на о. Хонсю (В. Yoshiki, 1933), на пирофиллито-диаспоровом месторождении Nabekura (К. Nagachi и др., 1950), в диаспоровых рудах которого отмечено «значительное содержание корунда», и на таком же месторождении Jonago (о. Хонсю) по данным I. Sunagawa, 1955. На месторождении Shokozan алуниновые руды залегают выше пирофиллитовых.

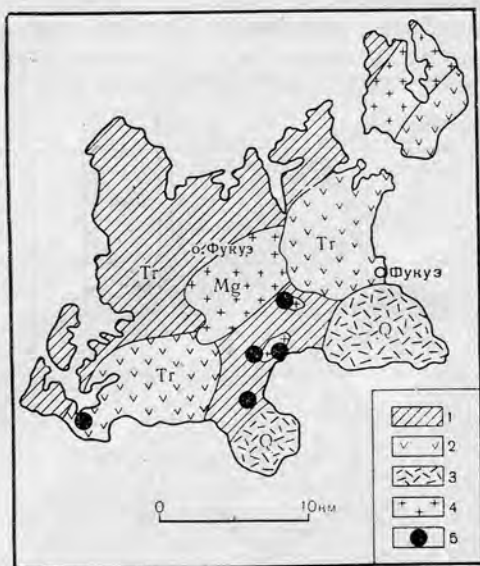


Рис. 77. Пирофиллито-диаспоровые месторождения на островах Гото в Японии (по Sh. Iwao, 1949 г.)

1 — песчаники и глинистые сланцы эоцена; 2 — третичные вулканические породы среднего состава; 3 — кислые вулканические породы кварцевого состава; 4 — граниты и гранит-порфиры; 5 — пирофиллито-диаспоровые месторождения, с севера на юг: Гото, Тао, Когаку, Томизэ, Рицуган

- 1) дюрортьерит + андалузит + корунд + диаспор + пирофиллит,
- 2) андалузит + корунд + диаспор + пирофиллит,
- 3) корунд + диаспор + пирофиллит,
- 4) диаспор + кварц + пирофиллит.

Обычные размеры зерен диаспора в руде 0,4—0,2 мм, корунда 0,1—0,3 мм, а длина зерен дюрортьерита и андалузита достигает 1,5—2 мм. На месторождении Shokozan отмечаются (В. Yoshiki, 1933) диаспориты, в которых зерна диаспора имеют размеры 3—5—7 мм.

Полный сводки взаимоотношений минералов на пирофиллитовых и диаспоровых месторождениях Японии нет. Из отдельных указаний видно: 1) диаспоровые жилки секут пирофиллитовую и алунитовую породу, 2) диаспор замещается диккитом, 3) дюрортьерит сечет андалузит и корунд.

Авторы описания месторождений Гото относят их в группу гидротермальных месторождений, возникших в связи с внедрением гранит-порфиров.

Древнечетвертичные и современные вулканические месторождения серы и ассоциированных с ней черных сульфидов Fe в Японии

Первыми рассмотрим месторождения метасоматического типа в кратерах потухших плейстоценовых вулканов, вторыми — древний кратерно-озерный или осадочно-сульфатарно-метасоматический тип и затем современные кратерно-озерные отложения серы и сульфидов.

Месторождения типа Jonago-Ogusi

Наиболее хорошо изученными месторождениями широко распространенного в Японии метасоматического типа являются: Jonago, Ogusi и Akakigo на о. Хонсю и Sikabe и Kaibetsu на о. Хоккайдо. Эти место-

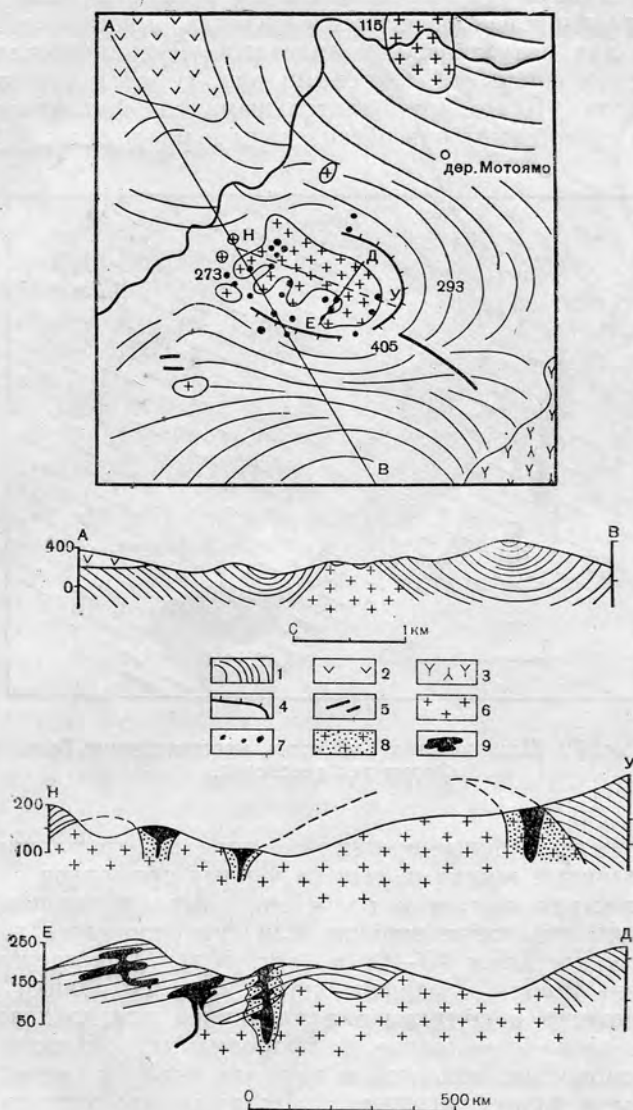


Рис. 78. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Гото в Японии (по Ивао, 1949; Ивао, Хамати, Ямадо, 1951 г.)

1 — эоценовые песчаники, переслоенные глинистыми сланцами; 2 — олигоценовые андезиты; 3 — четвертичные базальты; 4 — куполообразная структура; 5 — дайки кварцевых трахитов и кварцевых порфиров; 6 — гранит-порфиры; 7 — залежи пирофиллита и диаспора; 8 — зона околорудного изменения; 9 — залежи агальматолита и диаспора

рождения (главным образом первые два), как и древние кратерно-озерные, являются главнейшими по своему промышленному значению. Описание этих месторождений дается по большой статье Т. Като, Т. Jamaguti, U. Ogawa и Т. Josida, 1940.

Месторождение Jonago находится в кальдере потухшего вулкана Azumaya-san между двух действующих вулканов: Asama и Kusatsigana. На дне кальдеры много малых эксплозионных кратеров со следами сильной сольфатарной деятельности, продуктами которой и являются сероносные участки месторождения (рис. 80).

Вулкан Azumaya-san расположен на эродированном основании, сложенном дислоцированной серией «Мизака» миоценового возраста, состоящей из лав и туфобрекчий андезитов. Вулканическая постройка сложена перемежающимися покровами лав, туфов и брекчий пироксеновых андезитов. Благодаря длительным сольфатарным процессам породы дна и стенок кратеров обесцвечены и разложены. Образовались

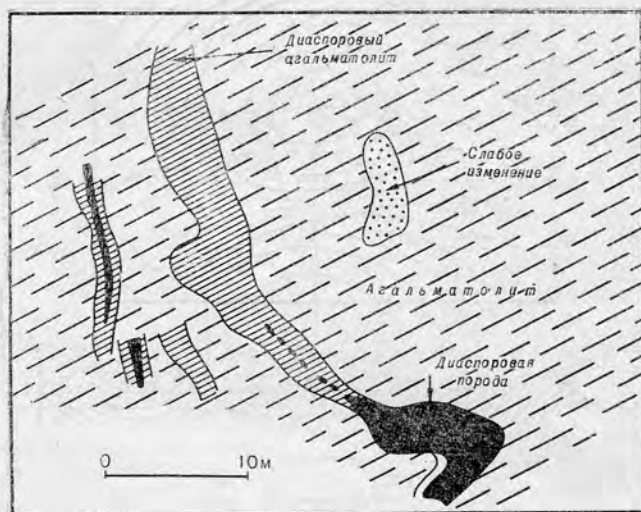


Рис. 79. План участка Суйсясеки, месторождение Гото. Форма тел диапорита

бурые, серые, желтые, белые опалитовые породы, вкрапленные пиритом, серой и пронизанные жилками серы и черных сульфидов Fe. Черные стены-скалы пестрят светлыми полосами, выклинивающимися вдоль трещин книзу, наподобие воронки или суживающихся труб, ширина которых вверху достигает 10—12 м (рис. 80а). Осветленные породы мягки или очень тверды — фарфоровидны, часто сохраняют реликтовую структуру андезитов и контуры вкрапленников плагиоклазов и темноцветных минералов. Каменистые фарфоровидные разности представляют собой сероносные опалиты, в которых опал и сера заместили фенокристаллы и базис андезита. Местами, что хорошо видно под микроскопом, опал превращен в кварц: опаловая псевдоморфоза вкрапленника раскристаллизовалась в центре в агрегат кварца или в сетку жилок кварца, которые, разрастаясь, заполняют вкрапленник, иногда окруженный каемкой серы (см. рис. 81а). Встречаются опализированные и алунитизированные породы, а также опализированные и каолинизированные.

Второе месторождение — Ogusi находится в 7—8 км к северо-востоку от Azumaya-san в районе старых вулканов, представляющих сложную группу вулканического конуса Omesidake с тремя большими кальдерами по сторонам. Каждая из них имеет по несколько эксплозивных кратеров, несущих следы сольфатарной деятельности — сероносные поля, окруженные измененными породами. Главное месторождение находится в большом кратере Ogusi к юго-востоку от вулкана. Рудное

тело представляет пласт — покров длиной 300 м измененных сероносных туфов и туфобрекчий андезита мощностью 2 м, залегающий между двумя потоками андезитовой лавы (рис. 81). Оруденение контролируется горизонтом пористых пород, по которому циркулировали гидросольфатары, экранируемые вмещающими лавами.

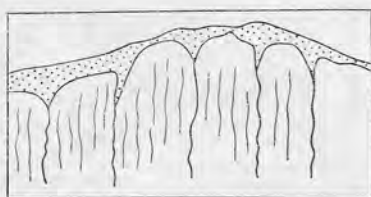
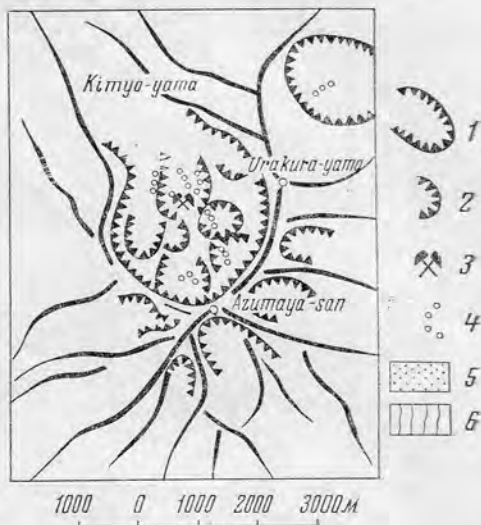
Газогидротермы сильно изменили весь горизонт туфов и туфобрекчий и верхний горизонт лав, прослоенный тонкими пропластками пирокластов. Нижний горизонт лав изменен слабо и притом на небольшую глубину. Рудное тело состоит из опалитизированной породы, обогащенной серой с вкрапленниками черных сульфидов Fe и рассекаемой жилками чистой серы и сульфидов. Местами проявляется сильная алунификация пород.

Третье месторождение Akakura (северная оконечность о. Хонсю) находится также в кратере потухшего вулкана Tashiro-dake, расположенного на мелкогорном плато из дислоцированных третичных вулканических пород. Диаметр кратера 700 м (рис. 82). Дно и стенка кратера, сложенные андезитовыми лавами и агломератами, сильно осветлены. В кратере расположены четыре участка опалитизированных, осерненных и алунизированных пород, несущих рассеянный пирит и черные сульфиды Fe. Наблюдается ясная зональность: в центре — белые опалиты с серой и примесью алунита, их окружают алунитовые опалиты, а во внешней зоне — зеленовато-серые пропилиитизированные породы с пиритом. Неясно, выделяются ли зоны каолинизированных и серицитизированных пород. Сильно алунизированные породы имеют розовую окраску и зернистую структуру. Вкрапленники бывших минералов замещены крупным алунитом, а базис породы — тонкодисперсным алунитом и опалом.

Четвертое месторождение Sikabe отличается от вышеописанного брекчиеватой структурой осерненных пород, заметным развитием вторичного кварца за счет опала, развитием барита, четкими псевдоморфозами черных сульфидов (пирита + марказита) по вкрапленникам андезина и местами полосчато-концентрической текстурой (кольца Лизеганга) руд, выражающейся в чередовании полос, обогащенных серой и опалом, с полосами, насыщенными черными сульфидами.

Последовательность минералообразования на описанных Т. Kato и др. (1940) месторождениях представлена в табл. 21.

Эта последовательность является лишь слабым отражением сложного процесса в целом: метасоматического образования и отложения в пустотах-трещинах. Она иллюстрирует образование группы минералов



a

Рис. 80. Схематическая карта вулкана Azumaya-san (Япония) и его серных месторождений (по Т. Kato, 1940 г.)

1 — кальдера вулкана; 2 — второстепенные взрывные кратеры; 3 — серный рудник; 4 — главные участки выходов серы; 5 — осветленные и опалитизированные андезиты; 6 — неизмененные андезиты
a — серное месторождение Jopago в кальдере Azumaya-san. Вид выходов серы в обрывах трещиноватого покрова лавы кратера

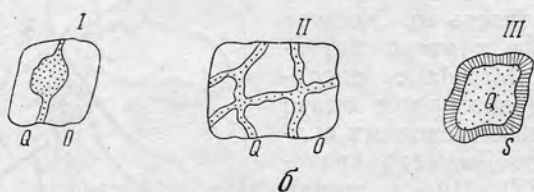
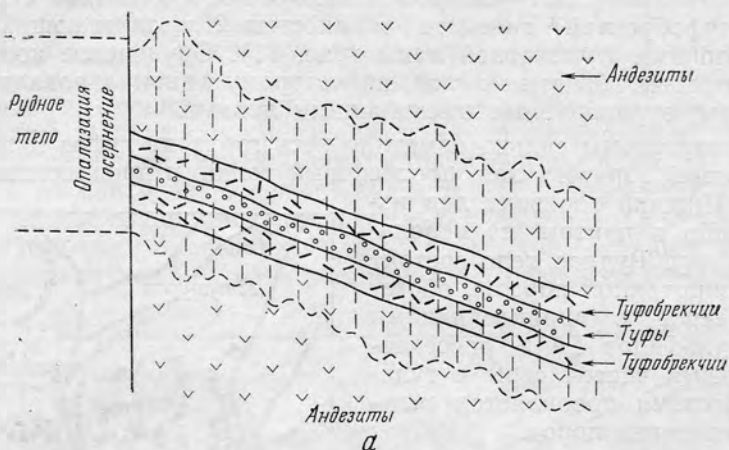


Рис. 81. Разрез через рудное тело серного месторождения Ogusia в Японии (по Т. Kato, 1960 г.)

Взаимоотношения минералов: I и II — опал (O) сечется жилками кварца (Q), III кварц (Q) окаймляется серой (S)

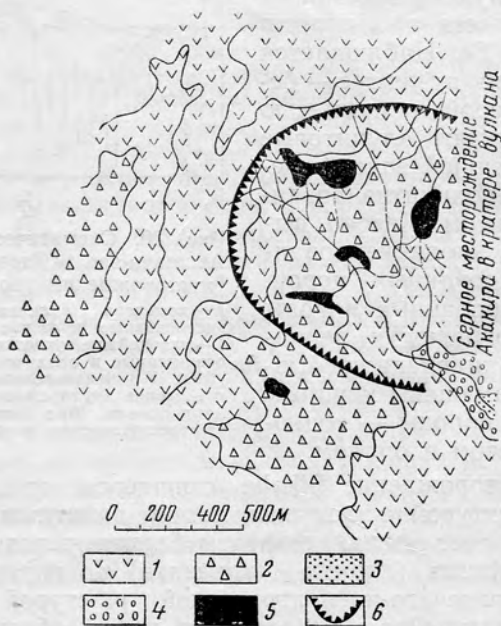


Рис. 82. Схематическая карта серного месторождения Акакира в кратере вулкана, Япония (по Т. Kato, 1940 г.)

1 — пироксеновые андезиты; 2 — агломераты и туфы; 3 — зеленые туфы; 4 — агломераты; 5 — алунизированные, опализованные и осерненные породы; 6 — взрывчатый кратер

в физико-химических условиях сернокислотного процесса. По многим причинам и главным образом из-за перемены путей движения газогидротерм этот процесс не протекает равномерно, что вызывает повторно пульсирующее отложение опала, серы, алуниита и сульфидов, из которых первые два вместе с рутилом соответствуют самой активной стадии сернокислотного процесса.

Месторождения кратерно-озерного типа Matsuo Mine и Horobets Mine

Оба месторождения аналогичны по условиям залегания, структуре, характеру руд, времени и способу образования, отличаясь только географическим положением и запасами руд. Оба месторождения образовались вследствие отложения серы и сульфидов Fe в горячих («кипящих») озерах, выполнявших кратеры плейстоценовых вулканов. Месторождения описываются здесь по работе Т. Kato, Т. Watanabe и А. Nakamoto (1934).

В 1928—1931 гг. на этих месторождениях добывали очищенной серы (в тоннах):

	1928 г.	1929 г.	1930 г.	1931 г.
Matsuo Mine	22 479	15 828	13 845	13 056
Horobets Mine	23 191	20 227	16 773	12 778

Кроме того, на месторождении Matsuo Mine добывали еще и сульфидную руду; в 1928 г. добыто 39 123 т, в 1929 г. — 47 151 т, в 1930 г. — 32 504 т и в 1931 г. — 12 778 т.

Месторождение Matsuo Mine является самым крупным месторождением серы в Японии. Оно находится в 30 км к северо-западу от г. Мориоко (провинции Rikuchu, о. Хонсю) в районе пяти высоких пиков, представляющих группу потухших вулканов четвертичного периода, характерные черты которых нарушены разломами и эрозией.

Месторождение расположено в 7 км к юго-востоку от главного пика Hachiman-tai, в юго-западной части бассейна Matsuo, представляющего эрозионную котловину в верховье рч. Akai-gawa. Здесь обнажен только край линзообразно-пластового рудного тела, которое залегает почти горизон-

Таблица 21
Последовательность минералообразования в древнетвердых месторождениях серы и ассоциированных с ней черных сульфидов Fe в Японии (по Т. Kato, Т. Jamaguti, V. Ogawa и Т. Iosida, 1940)

	Jonago Mine	Oguf Mine	Akakura Mine	Sikabe Mine
Опализация	—	—	—	—
Алуингизация	—	—	—	—
Осернение	—	—	—	—
Отложение черных сульфидов	—	—	—	—

тально, продолжаясь на 500 м к юго-западу под прикрывающими породами. Длина тела около 800 м (рис. 83).

Почвой серного тела служат переслаивающиеся вулканические агломераты, туфы и покровы андезитовой лавы — все породы относятся к раннему плейстоцену. Тело прикрыто измененными сероносными андезитами позднего плейстоцена. Выше залегают современные андезитовые лавы.

Дно бассейна Matsuo, т. е. ниже рудного тела, выполнено отложениями голоцена: слоями глины, песка, гравия.

Серное тело установлено буровыми скважинами и выработками. Оно представляет собой комплекс переслаивающихся сероносных туфов и туфобрекчий, отложившихся в горячем кратерном озере на упомяну-

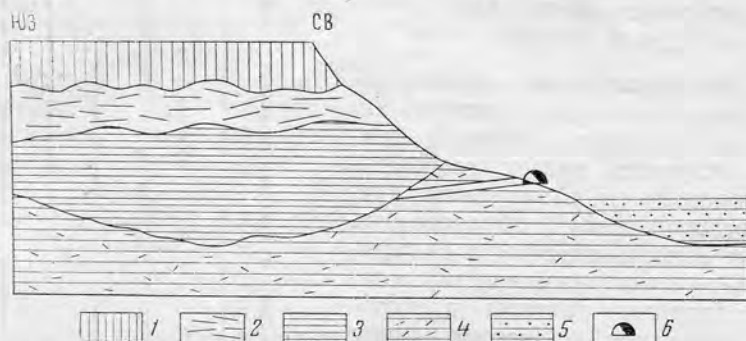


Рис. 83. Разрез юго-западного борта серного месторождения Matsuo, Япония (по Т. Kato, 1934 г.)

1 — современные андезитовые лавы; 2 — андезитовые лавы позднего плейстоцена; 3 — серное тело; 4 — агломераты, туфы, андезитовые лавы раннего плейстоцена; 5 — голоценовые отложения из глины, песка, гравия; 6 — жилы штольни

той выше базальной формации. Формирование рудного тела отнесено к позднему плейстоцену.

Рудное тело состоит из белых и серых тонкослоистых туфов, переслаивающихся с черными туфобрекчиями андезитов и черной плотной грязью. Весь комплекс представляет собой пример полосчатой текстуры перемежающихся белых, серых и черных слоев и тонких прослоев, из которых одни более рыхлые, бедны серой, другие, плотные конхоидальные, богаты серой (30—60%) и третьи — почти не сероносны, особенно по краям тела. Среднее содержание самородной серы в рудном теле 30—35%. В полосчатой структуре серной руды часто наблюдаются прослойки и секущие жилки черных сульфидов сложного ветвистого рисунка.

Высокосортные серные руды состоят из сероносных слоев, которые секут жилки, желваки и прожилки чистой серы, а также из гнезд и жилок черных сульфидов.

Полосчатые серные руды состоят из нацело опализованного вулканического материала, перемешанного с зернами серы и черных сульфидов. Богатая серой каменистая руда состоит из опала, чистой серы и черных сульфидов, целиком замещающих туфовый материал. Опализация туфа — типичная черта полосчатых осадочных серных руд. Она является показателем своеобразного диагенеза осадка — обломков железо-алюмосиликатного состава в горячих вулканических водоемах. В некоторых местах встречаются светло-серые шарики — пизолиты размером до 3 см из нацело опализованных пепловых частиц. Шарики полосчато-концентрической структуры, с отложениями серы по трещинкам и пустотам отслоения полосок.

Среди богатых серных руд отмечена метасоматическая серная порода из обломков андезита, в которой вкрапленники замещены серой, а базис — серой и опалом. Судя по описанию и микрофото, она содержит кристаллической серы больше 60%. На месторождении Ногобетс указана еще более богатая метасоматическая серная руда («pure sulphur Ore»), образовавшаяся из андезитовой туфобрекчии. В этой породе все обломки (а они составляют 60—70% общего объема) нацело замещены серой, а основная масса — серой и черными сульфидами.

Тонкие прослойки черных сульфидов вдоль слоистости осадка часто переходят в жилки, секущие слои. Очевидно, они относятся к последующей стадии — после образования метасоматической серы или после отложения взвешенной в горячей воде серы.

В черной массивной сульфидной руде иногда наблюдается желтовато-металлический цвет, свидетельствующий о преобразовании черных сульфидов Fe в марказит и пирит, что подтверждается рентгенометрически и под микроскопом. Обычно черная сульфидная руда обладает массивно-зернистой структурой, но местами и, вероятно, там, где имели место пустоты, проявляется шаровое оолитовое строение. Руда состоит из зерен-шариков и пизолитов размером от 1—2 мм до 1 см в диаметре. Иногда в этих шариках видны под микроскопом узлы вытянутых зерен барита.

Для сульфидных руд характерна проявляющаяся местами концентрическая полосчатость, напоминающая кольца Лизеганга. Эта полосчатость отражает концентрические прослои черных сульфидов в бледно-желтой сероносной массе опализированных туфов. Ядром таких образований служит масса черных сульфидов. Подобная структура свидетельствует о периодическом отложении сульфида Fe из содержащего $FeSO_4$ раствора, диффундирующего через сероносные туфы.

Следует отметить, что прикрывающие серное тело андезиты сильно осветлены: опализированы, алунизированы и осернены на контакте с рудой. Это изменение относится к позднейшей стадии минерализации, обусловленной действием сольфатар.

По сообщению Г. М. Власова (1958), в глубинных горизонтах месторождения Matsuo буровые скважины обнаружили под серным телом три крупные пластообразные колчеданные залежи метасоматического типа, состоящие главным образом из пирита.

Месторождение Ногобетс Мине находится в провинции Ибуги на южной оконечности о. Хоккайдо, в верховьях рч. Venke — притока р. Osaru-gawa, впадающей в залив Volcano. Окрестности месторождения представляют вулканическое гористое плато, сложенное покровами андезитовых лав и их туфобрекчий. Породы месторождения сильно изменены — осветлены.

Рудные тела представляют комплексы горизонтально залегающих опализированных сероносных и сульфидоносных туфов, агломератов и пироксеновых андезитов, отлагавшихся в горячем кратерном озере. Имеются два рудных тела: первое мощностью до 20 м при длине 200 м и ширине 150 м и второе мощностью до 25 м при несколько больших горизонтальных размерах.

Покровы двупироксеновых андезитов, подстилающие рудные тела, имеют волнистую поверхность. На контакте с рудными залежами они опализированы, алунизированы и, кроме того, пронизаны серно-алуниновыми жилками, которые секут также и рудные тела. Это изменение андезитов гидросольфатарами происходило как во время отложения в бассейне обломочного материала и серы, так и до отложения.

Руды месторождения, в общем, аналогичны рудам Matsuo Mine, но имеют следующие особенности:

1. В так называемой серой компактной серной руде с опалом, серой и черными сульфидами встречаются новообразованный кварц и зерна аурипигмента размером до 1 мм.

2. В массивной черно-сульфидной руде Fe часто сохраняется и хорошо видна структура замещенных пород — андезитов, вкрапленники которых замещены серой и черными сульфидами Fe или только одними последними, а основная масса — опалом, черными сульфидами (марказит + пирит), баритом и серой, содержание которой в породе всего 25%. Микроскопическое изучение такой богатой серноколчеданной руды показывает, что замещение сульфидами происходило после осернения — сульфиды вытеснили серу.

В работе Т. Kato и др. (1934) хорошо показаны метасоматические черты серно-сульфидных тел в кратерно-озерном типе месторождений: псевдоморфозы замещения, кольца Лизеганга, своеобразный фумарольно-сульфатарный диагенез осадка железо-алюмосиликатного состава (андезитов), но недостаточно рельефно выражены черты осадочного генезиса. К ним относятся частая замутненность горячих вод серой, осаждение на дно серно-сульфидной грязи, серная пена плавающей сульфидной грязи и желтовато-серая пена серы на поверхности озера.

Окисление сернистых газов, пробивающихся сквозь воды горячих водоемов, и дальнейшее охлаждение газоводных струй в атмосфере вызывают выделение тонкодисперсной серы, которая осаждается на дно бассейна или выносятся источниками, стекающими в озера.

Поля современного выбеливания пород и связанных с ним отложений серы и черных сульфидов в кипящих озерах, горячих источниках и сольфатарах Японии

В 7—15 км к западу от крупнейшего в Японии серно-железосульфидного месторождения Matsuo Mine сольфатарного генезиса находятся пик потухшего вулкана Hatchiman-tai и действующий вулкан Jake-yama с кипящим озером в старом кратере. В окрестностях много сольфатар, гидросольфатар, горячих ключей и кипящих прудов и озер. В 7 км к западу от вулкана Jake-yama в огромном эксплозивном кратере лежит оз. Shibakuro, знаменитое в Японии своими сольфатарами, горячими ключами, радиоактивным баритом и ныне отлагающимся хокутолитом. Район Hatchiman-tai — Jake-yama является одним из районов угасания сильной вулканической деятельности и районом современного образования комплексных серносульфидно-железных месторождений типа Matsuo Mine и Hогobets Mine и изменения вмещающих вулканических пород в минеральные фации типа «вторичных опалито-кварцитов».

Т. Kato, F. Watanabe и А. Nakamoto (1934) описывают здесь следующие интересные примеры:

1. Район Fuke-y. Здесь в верхнем течении р. Ака-gawa, берущей начало с вулкана Hatchiman-tai, имеется серия небольших эксплозивных кратеров максимального диаметра 200 м. В одном из них добывалась сера. Стенки кратеров состоят из агломератов и покровов андезита, которые превращены в белую и серую глиноподобную породу сложносетчатого жилковатого строения, демонстрирующего пути прохождения горячих струй. В осветленных опализированных и «каолинизированных» породах имеются прожилки черных сульфидов Fe и жилы чистой сублимированной серы. Действующие в кратерах горячие источники имеют температуру от 92 до 98°С и реакцию от почти нейтральной до сильно-кислой в большинстве водоемов (до pH 2,5). В источниках установлено много H₂SO₄ и сульфата Fe. Все они выделяют H₂S. Воды прозрачны и бесцветны или мутны от осадения взвешенной серы.

2. Район Goshogake. В этом районе сильной вулканической деятельности лежит кипящее оз. Опиита, занимающее теперь только юго-западный сегмент эксплозивного кратера, а ранее выполнявшее большую часть депрессии. Дно кратера и стенка, сложенные агломератами и андезитовой лавой, характеризуются сильным осветлением и присутствием сложной сети жилок черных сульфидов и серы. На дне осаждена черная грязь, содержащая серу и черные сульфиды. Температура воды в озере от 66 до 85° и выше. Вода обладает кислой реакцией (рН2,2), бесцветна и выделяет H₂S.

3. Окрестности вулкана Jаке-уа-та. Этот сложный действующий вулкан имеет экструзивный диацитовый купол, возвышающийся над кальдерой диаметром 1500 м. Купол окружен соммой. На склонах вулкана сохранились остатки побочных кратеров. На северном склоне имеется большой кратер, в котором много сольфатар, кипящих источников, жил и жилок серы и черных сульфидов. В кратере западного склона наблюдаются аналогичные явления и сильно осветленные, разложенные андезитовые лавы. На дне кратера — большое кипящее озеро, осаждающее серу. Температура воды около 94° С. Вода содержит много H₂SO₄, немного HCl и выделяет H₂S.

4. Известно, что большой кипящий источник на дне речки к востоку от кратерного оз. Shibakuro с его сольфатарами отлагает радиоактивные барит и хокуютолит. Вода бесцветна, имеет кислую реакцию и содержит H₂SO₄, HCl и немного H₂S. Температура ее 95° С. Ниже горловины на каменистых склонах русла формируются кристаллы барита. Еще ниже по руслу, в 100 м от выхода струи источника гравий и обломки камней в старом ложе ручья инкрустированы хокуютолитом до нескольких сантиметров толщины. В нескольких сотнях метров ниже по руслу хокуютолит осаждается уже не из горячей воды и инкрустирует гальку, погруженную в ручей, питаемый кипящим фонтанирующим источником.

Т. Kato и др. (1934) описывают аналогичные явления и в районе другого серносульфидно-железного месторождения Noboribets Mine. Здесь имеется знаменитый горячий источник Noboribets у подножия вулкана Kuttaru. В кальдере вулкана — два эксплозивных кратера. В южном кратере многочисленны горячие источники, сольфатары и кипящие пруды с очень кислой водой, осаждающей серу. В северном кратере большое кипящее озеро, которое осаждает толстый слой темно-серой серной грязи, насыщенной черными сульфидами. Андезиты и агломераты стен этих кратеров и местами высохшего дна сильно обесцвечены и разложены. Измененная порода пронизана жилками черных сульфидов Fe и серы ранней стадии минерализации, фиксирующими пути прохождения горячих серноокислых струй воды.

В табл. 22 приведен химический состав кипящих вулканических вод Японии, выбеливающих породы.

Вторичные минералы, возникающие метасоматически и выполняющие пустоты и трещины, почти аналогичны и для месторождений серы на Камчатке и Курильских островах, которые рассмотрели ранее:

Опал и его переходы в кварц

Тридимит

Сера

Рутил

Черные сульфиды (преобладающе марказит и реже марказит + пирит)

Алунит

Барит

Радиоактивный барит

Хокуютолит (свинцовый барит)

Аурипигмент

Каолиновый минерал

Полужирным шрифтом выделены почти постоянные минералы, курсивом — очень частые, разрядкой — частые. Редко встречающиеся минералы шрифтом не выделены.

Химический состав кипящих вулканических вод Японии, выбеливающих вмещающие породы и отлагающих серу и черные сульфиды Fe
(Т. Kato, Т. Watanaba and А. Nakamoto, 1934)
Окрестности серносульфидного месторождения Matsuo Mine

	В миллиграммах на 100 см ³ горячей воды			
	I	II	III	IV
Остаток от выпаривания (170—180°С)	60	93	95	119
Na	Сл.	Сл.	1	Сл.
K	—	—	—	—
Ca	2	3	2	Сл.
Mg	1	Сл.	2	Сл.
Fe	11	4	4	8
Al	1	5	5	20
SiO ₂	19 (+H ₂ S)	16	24	17
SO ₄	55	41	84	126
Cl	—	—	—	—
Кислотность	0,003	0,003	0,006	0,017
pH	2,52	2,52	2,23	1,77

Аналитик А. Nakamoto.

- I — кипящий источник в эксплозивном кратере. Окрестности Jukeya;
 II — кипящее озеро в районе Goshogake;
 III — кипящее озеро Опита в том же районе;
 IV — кипящее озеро в том же районе.

Т. Kato и др. (1934) указывают, что образование древнечетвертичных стратифицированных месторождений Horobets и Matsuo демонстрируется в природе современными примерами кипящих озер и сольфатар, приведенными выше. «И там, и здесь, — говорят японские геологи, — выделяются три последовательные стадии минерализации».

1. Первая стадия — образование стратифицированных сероносных тел в кипящих серных озерах, на этой стадии формировались тонкослойные осадки вулканического пепла, песка и обломков, смешанных с зернами серы и черных сульфидов Fe.

На этой стадии, вероятно отвечающей pH 1,7—3,5, происходили интенсивная опализация и осернение «вмещающих» пород и осадков железо-алюмосиликатного состава, обусловленные воздействием на них кипящей серной воды озера и горячей воды источников, содержащей выщелоченную из нижних горизонтов SiO₂. Надо полагать, что в начале так же, как и в конце кислой стадии, происходила алунитизация пород: в первом случае сильно измененных и во втором — слабо измененных, каолинизированных.

2. Вторая стадия — отложение черных сульфидов по напластованию сероносных тел в трещинах и пустотах и замещение ими этих тел.

3. Третья стадия — отложение чистой серы в пустотах и трещинах опализованных серосульфидоносных тел.

Возгоны-отложения чистой серы около современных сольфатар, окружающих кипящие озера, характеризуют последнюю стадию минерализации.

Большим пробелом в работах японских ученых о вулканических серных месторождениях является отсутствие или неясность данных по зональности гидротермально-измененных пород. В частности, остались неясными минеральные фации внешних зон полей осветленных пород.

ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРИРОДЫ И ГЕНЕЗИСА ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

В настоящей главе рассматриваются основные черты природы и генезиса вторичных кварцитов, их отношение к другим рудоносным метасоматическим формациям и вопрос терминологии.

1. Минералы, минеральные фации, зональность их и последовательность формирования. Физико-химические и геологические условия образования вторичных кварцитов

Вторичные кварциты состоят из трех основных минеральных групп:

1. Реликтовой группы исходных первичных минералов — кварца и циркона, из которых первый проходит через все почти фации кварцитов, за исключением мономинеральных, не считая кварцевой.

2. Гидротермально-метасоматической, относящейся к основному циклу формирования, из которой иллит, каолинит, лимонит — гетит, халцедон — опал, мельниковит — марказит и самородная сера преобразуются в процессе старения и регионального метаморфизма.

3. Группы супергенных (гипергенных) минералов.

На рис. 84 приведен список минералов по трем группам. В этой таблице показана частота встречаемости их и отмечено содержание минералов.

Для наглядного представления о распространении минералов «основного цикла» приводим данные, составленные в 1946 г. для 200 массивов вторичных кварцитов Казахстана, которые дают представление и о составе молодых кварцитов — мезозойских (рис. 85).

Распространение, среднее содержание, формы развития и нахождения минералов в зарубежных странах, в которых изучались вторичные кварциты, те же, но в единичных случаях к указанному перечню прибавляется урановая смолка (США), титанотухолит (Швеция), хокуютолит — уран, свинцовый барит (Япония), станнин и касситерит (Боливия). Чаще, но все же реже сульфидов присоединяются селениды, теллуриды и сульфосоли Cu, Ag, Pb, Hg. Указанные прибавления нельзя считать особенностью зарубежных вторичных кварцитов; вероятнее всего, они встречаются и в наших, но недостаточно изучены.

Из всего списка (рис. 84) только 17—20 (постоянные, частые и малораспространенные) можно отнести к категории характерных минералов, остальные же два-три десятка почти исключительно рудные наложенные минералы цветных, благородных и редких металлов (Cu, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, Hg, Sb, As, Bi), встречающиеся преобладающе

Реликтовые минералы	Вторичные гипогенные минералы	Супергенные минералы
Кварц Циркон	<u>Мельниковит</u> ↓ <u>Марказит</u> ↓ <u>Цирит</u> Золото Ильменит. <u>Гетит-гематит</u> Сульфиды Cu, Mo, Pb, Zn, Hg, Sb, As и сульфосали Cu, Ag, Pb, Hg	<u>Лимонит</u> <u>Ярозит</u> <u>Каолинит</u> Гидрослюда Иллит Гидрокислы сульфидов и сульфосолей
	----- <u>Опал</u> } Тридимит ↓ <u>Халцедон</u> ↓ <u>Кварц</u> <u>Рутил</u> <u>Сера</u> <u>Алунит</u> <u>Каолинит-Диккит</u> <u>Пирофиллит</u> <u>Иллит-Серицит (мусковит)</u> <u>Андалузит</u> <u>Корунд</u> <u>Диаспор</u> <u>Барит-Радиобарит</u> <u>Зуншит</u> - $Al_{13}O_4(OH, F, Cl)_{19}Si_5O_{16}$ <u>Топаз</u> - $Al_2(F, OH)_2SiO_4$ <u>Турмалин</u> - $(Na, Ca)(MgAl)_6[Si_6Al_3B_3(O, OH)_{30}]$ <u>Дюмортьерит</u> - $Al_2HSi_3Al_6B_{20}$ <u>Лазулит</u> - $(Al, OH)_2(Mg, Fe)(PO_4)$ <u>Аугелит</u> - $Al_2(OH)_3PO_4$ <u>Вудхаузит</u> ? $CaAl_3(OH)_6PO_4SO_4$ <u>Апатит</u> ? $Ca[PO_4]_3F, Cl$ <u>Флюорит</u> - CaF_2 <u>Хлорит</u> - $(Mg, Fe)_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_4$	----- SiO_2, TiO_2 $Al_2O_3, Fe, (K, Na)_2O$ S, SO_3, OH F, Cl, B, P } основные инердиенты

Рис. 84. Минеральный состав формации вторичных кварцитов СССР (по данным на 1960 г.)

Крупным шрифтом показаны главнейшие минералы (содержание > 50%), главные (среднее содержание 10—60%) — средним, второстепенные минералы и минералы-примеси показаны мелким шрифтом. Постоянные и почти постоянные минералы подчеркнуты волнистой линией, частые — прямой линией, малораспространенные — прерывистой линией и редко встречающиеся минералы подчеркнуты точечной линией

в рассеянной и жильной форме и притом главным образом в кварцевой или, что чаще всего, во внешних фациях: серицитовой, отчасти алунитовой и дикситовой; сгущаясь, они образуют так называемые прожилково-вкрапленные руды.

Комплекс характерных гипогенных минералов, слагающий на 99% вторичные кварциты, резко отличен от минеральных комплексов других рудоносных метасоматических формаций. Так, 60—70% минеральной массы составляет кварц, который в четвертичных аналогах заменяется халцедоном и опалом. Остальная масса приходится на преобладающие водные силикаты Al, сульфат Al, гидрат Al и даже кристаллический Al_2O_3 — почти все минералы, за исключением серицита и турмалина, устойчивы в сернокислых растворах, о чем свидетельствуют наблюдения в областях фумарольно-сульфатарной деятельности, эксперименты и рН гидролиза в растворе. К ним надо прибавить еще такие кислотоупорные минералы, как рутил, самородная сера, гётит — гематит, мельниковит — марказит, незначительные в общем весовом балансе, но крайне характерные для формации вторичных кварцитов. Минеральная масса вторичных кварцитов характеризуется высокой ролью в ее составе H_2O и SO_3 , весовое содержание которых оценивается в среднем около 8%, а в широко распространенных алунитовых кварцитах оно составляет 15%, в алунитовых телах 51%, не говоря уже о метасоматических опалитах и серных кварцито-опалитах с весовым содержанием летучих 60%.

Минеральный комплекс вторичных кварцитов отличается от других формаций, кроме грейзенов, малой ролью минералов, содержащих активные металлы K и Na и совсем ничтожной ролью минералов, содержащих Ca и Mg. Вторичные кварциты наиболее маломинеральные из всех окологорудных метасоматических формаций; особенно резко отличаются от формаций «основного» ряда (рис. 86), в которых насчитывается по 70—80 минералов.

Средние размеры минералов вторичных кварцитов составляют сотые, десятые доли миллиметра, редко миллиметры и в единичных случаях — сантиметры, как, например, корунд на месторождении Семиз-Бугу — 1 см, пирит отсюда же — 3 см и гематит — 5 см, алунит на Арманьском месторождении — 1 см, андалузит на месторождении Болиден (Швеция) — 2—10 см и диаспор из Нижнего Приамурья — 3 см. Минералы древних вторичных кварцитов имеют, в общем, более крупные размеры, чем мезозойские, которые в свою очередь крупнее кайнозойских.

Не касаясь физико-химической характеристики важнейших минералов вторичных кварцитов, отметим лишь интересные особенности некоторых: серицита, алунита, андалузита и корунда.

Серицит довольно часто представлен парагонитовым «серицитом», и все то небольшое количество Na, которое определяется анализами в серицитовых кварцитах, относится главным образом к парагониту, может быть, частично к скрытому тонкодисперсному турмалину. Метасоматический алунит, образовавшийся в кислых изверженных породах, богатых калием, всегда калиевый, в трахитах — чисто калиевый, тогда как в средних и основных породах, в которых Na преобладает над K, — натровый, что было отмечено мной в 1948 г. (Наковник, 1948), годом позже японским геологом Sh. Iwao (1949) и позднее Н. П. Саврасовым. Интересной особенностью андалузита является редкость проявления плеохроичной розовой окраски даже в крупных зернах и нередкое проявление голубой окраски, но не уточнено, к какой химической разновидности андалузита она относится.

Корунд в мелких зернах лишен плеохроичной окраски. Он всегда уплощен по базопинакoidу, поэтому удлинение его не отрицательное, а положительное. Это, а также отсутствие плеохроичной окраски и ме-

шало в первые годы исследования вторичных кварцитов признавать его за корунд.

Минеральные типы вторичных кварцитов определяются парагенетическими ассоциациями («парагенезисами») почти одновременных (равновесных) минералов, сосуществующих один с другим без явлений замещения или разъедания. Они установлены в СССР, еще когда зарождалось в геологической науке представление о минеральных фациях метаморфизма. К настоящему времени можно считать установленным девять минеральных типов — фаций, характеризующихся двух-, трех-, но чаще всего четырехминеральным парагенезисом. Через все фации проходят одни и те же два одновременно равновесных минерала: кварц и рутил, к которым присоединяется третий равновесный — сульфид Fe (марказит — пирит) или окисел Fe (гётит — гематит) и четвертый — самородная сера, корунд, андалузит, диаспор, диаспор, алунит, диксит, пирофиллит и серицит — все взаимно неравновесные, замещающие один другого в последовательности, указываемой ниже. Перечислим эти фации и парагенезисы без неустойчивых минералов основного цикла (лимонита — гётита, опала — халцедона, мельниковита, каолинита), за исключением исчезающей самородной серы.

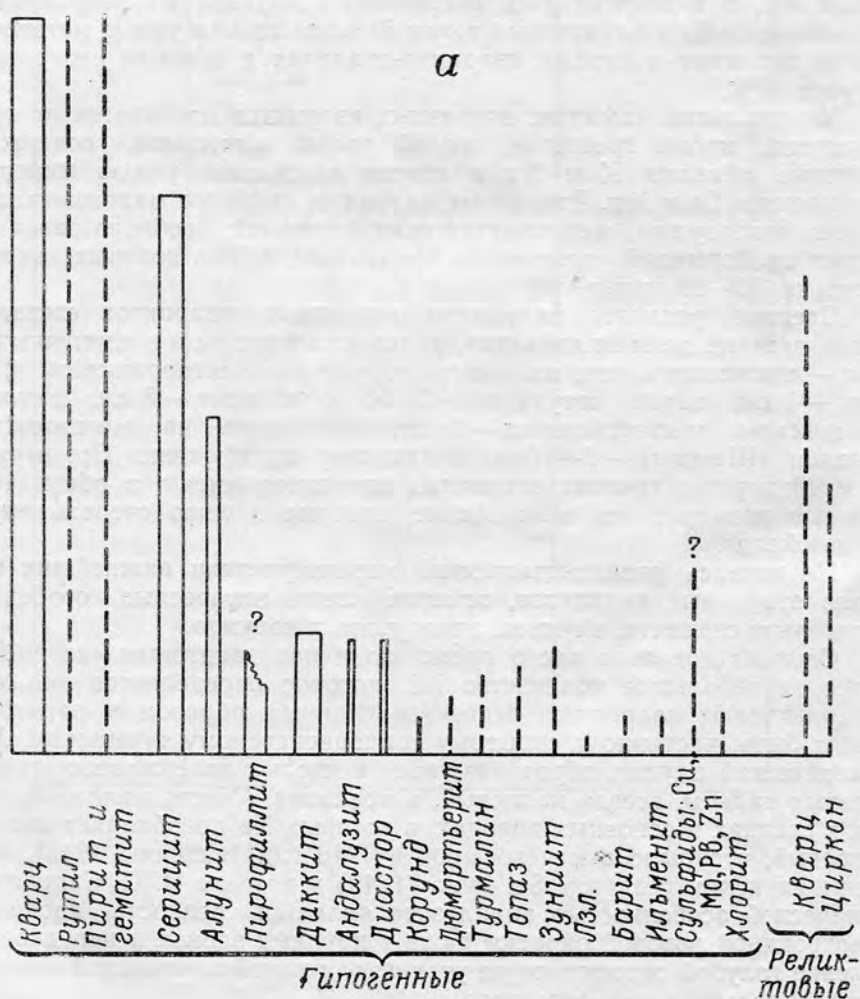
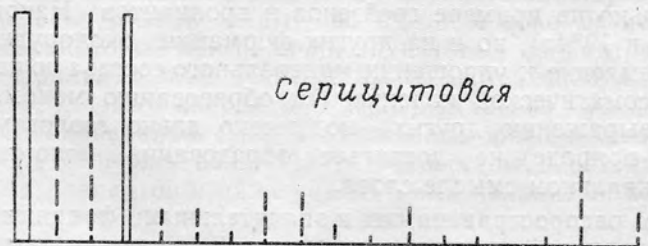
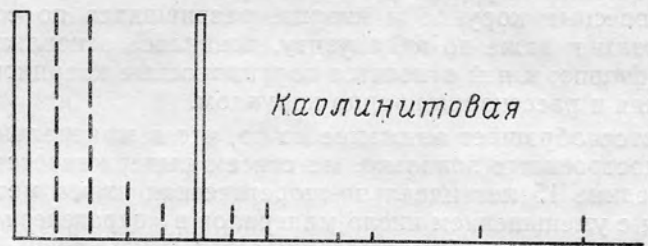
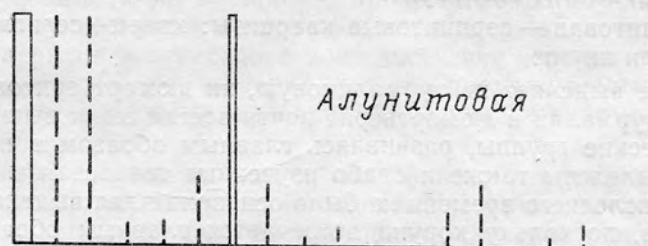
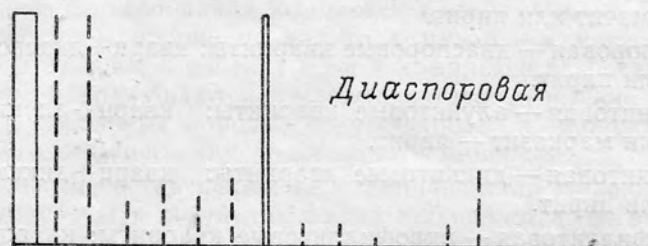
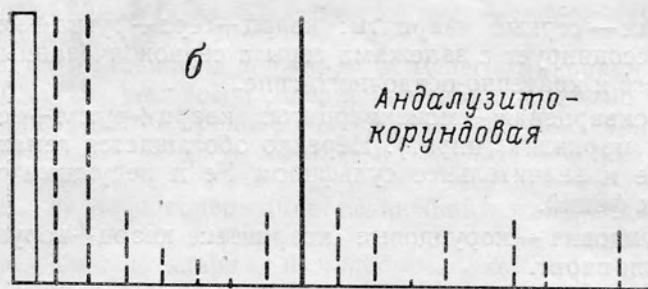


Рис. 85. Минеральный состав вторичных кварцитов
Длина колонки соответствует частоте встречаемости, ширина колонки — среднему содержанию
Лзл —



Кварц
Рутил
Пирит и
гематит
Серицит
Пиррофиллит
Дикхит
Алунит
Диаспор
Андалузит
Корунд
Дюмортьерит
Турмалин
Топаз
Зуннит
Лзл.
Б а р и т
Сульфиды: Си,
Мо, Рб, Zn
Ильменит
Хлорит

Казахстана (а) и состав их по отдельным фациям (б)
минерала (для а — в 1 мм 15%, для б — в 1 мм 30%). Прерывистой линией показаны примеси
лазулит

1. Серная — серные кварциты: кварц + сера + рутил + непостоянный марказит; ассоциирует с залежами серы и серноколчеданных руд метасоматического и кратерно-осадочного типа.

2. Монокварцевая — монокварциты: кварц + рутил + непостоянный гематит или марказит (пирит). Нередко обогащается гематитом, рутилом, а чаще и значительно сульфидом Fe и ведущими минералами глиноземных фаций.

3. Корундовая — корундовые кварциты: кварц + корунд + рутил + гематит или пирит.

4. Андалузитовая — андалузитовые кварциты: кварц + андалузит + рутил + гематит или пирит.

5. Диаспоровая — диаспоровые кварциты: кварц + диаспор + рутил + гематит или пирит.

6. Алунитовая — алунитовые кварциты: кварц + алунит + рутил + гематит или марказит — пирит.

7. Диккитовая — диккитовые кварциты: кварц + диккит + рутил + гематит или пирит.

8. Пирофиллитовая — пирофиллитовые кварциты: кварц + пирофиллит + рутил + гематит или пирит.

9. Серицитовая — серицитовые кварциты: кварц + серицит + рутил + гематит или пирит.

Автор не выделяет ни турмалиновую, ни дюмортьеритовую фацию, потому что турмалин и дюмортьерит почти всегда секут вышеуказанные парагенетические группы, развиваясь главным образом в виде жилков, солнц. Не выделены также и слабо изученные топазовая и зуннитовая фации. До последнего времени не было оснований для выделения корундовой фации, поскольку корунд встречается главным образом в прожилково-вкрапленной форме. После открытия в кварцитах массива Жанет равновесных корунда и кварца, развившихся по серицитовым псевдоморфозам и даже по андалузиту, появилось основание признать корундовую фацию; к ней относятся корундоносные кварциты без явлений замещения и расщепления кварца корундом.

Здесь автор обращает внимание на то, что в минеральных фациях кварцитов, построенных зонально, не совсем выдерживается развиваемая за последние 15 лет идеально-теоретическая схема метасоматической колонки с уменьшением числа минералов в «парагенезисе» от зоны к зоне на один минерал. Она выдерживается лишь очень грубо, что видно не только на примере грейзенов и пропицитов (Наковник, 1947, 1954а, 1954б и 1954в), но и на других формациях околорудных метасоматитов. Стремление к упрощению минерального состава по направлению внутрь метасоматической колонки («к образованию мономинеральной зоны» — по выражению других) отмечено давно геологами, практически же (в природе) не достигает образования мономинерального состава в буквальном смысле слова.

Наиболее распространенными и значительными фациями комплекса вторичных кварцитов являются серицитовая, алунитовая и монокварцевая фации. За ними в убывающем порядке идут андалузитовая, пирофиллитовая, диккитовая, диаспоровая и корундовая. Серные кварциты, переходящие с исчезновением самородной серы в пористо-пещеристые монокварциты, стоят по распространению после каолинито-диккитовых кварцитов.

Содержание кварца в породах неравномерно и колеблется от 55 до 90% и выше. Наиболее богаты им, если не считать монокварцевой фации (выше 90%), корундовая (90—95%), затем андалузитовая и диаспоровая. Среднее содержание в них кварца 75—85%. В серных и алунитовых кварцитах содержание кварца составляет около 60—70%.

Наиболее низко содержание его в диккитовых, пирофиллитовых и серицитовых кварцитах (55%).

Среднее оптимальное содержание ведущего минерала корундовой фации 5—10%. По высокому содержанию кварца можно было бы ее считать монокварцевой. Среднее содержание ведущего минерала андалузитовой фации 10—20%; в серных и алунитовых кварцитах оно составляет 20—30%.

В общем, среднее содержание главных минералов взаимосвязано: чем больше Al_2O_3 в ведущем минерале, тем меньше последнего в фации и тем больше кварца, и наоборот. Уже этот один внешний признак, не считая других, о которых будет сказано ниже, свидетельствует, что при формировании комплекса баланс Al_2O_3 и SiO_2 поддерживается на одном уровне не только в целом — в метасоматической колонке, но и от зоны к зоне. И если в комплексе встречаются чистые кварциты, то обнаруживаются и чистые метасоматические корундовые, диаспоровые, топазовые породы, приуроченные к монокварцитам и фациям своего ведущего или родственного минерала.

Минеральный состав фаций не ограничивается только парагенетическими группами. На контактах фаций наблюдается: во внутренних — замещение ведущих минералов внешних фаций ведущими минералами внутренних фаций, а во внешних — присутствие одного-двух ведущих минералов последующих к центру фаций. Содержание этих дополнительных минералов в переходной зоне достигает нередко оптимального содержания вытесняемого минерала и тогда промежуточные смешанные типы называют сложными названиями: корундо-андалузитовые, алунито-диккитовые и т. п.

Заканчивая деление на фации, подчеркнем, что приведенная систематика построена на естественной основе. Указанные средние содержания ведущего минерала надо рассматривать как своего рода оптимальный уровень, от которого в ту и другую сторону начинается формирование «мономинеральных тел»: гематитовых, корундовых, монокварцевых, агальматолитовых, зунитовых и др. Эта естественно сложившаяся классификация может служить для промышленных целей только как ориентировочная.

Минеральные фации в большинстве полей-массивов встречаются по две, три и даже четыре вместе. Нередки случаи соседства пяти-шести фаций (месторождение Семиз-Бугу, Акташ, Жанет и др.).

Расположение минеральных фаций-зон подчинено определенной закономерности. Так, неизвестно, чтобы алунитовые кварциты располагались дальше от рудной жилы — во внешней зоне метасоматической колонки, а серицитовые при наличии алунитовых кварцитов — у рудной жилы, в центральной зоне. Неизвестны случаи расположения диаспоровых или корундовых кварцитов непосредственно у неизменных пород, а ассоциированных с ними алунитовых или диккитовых кварцитов — вдали, в середине поля. Почти неизвестны переходы монокварцитов, серных кварцитов и даже серицитовых кварцитов, не говоря уже о других типах, непосредственно в неизменные породы, без промежуточного аргиллитового, пропилитового или какого-либо другого низкотемпературного изменения.

Из сводки данных по горизонтальной зональности минеральных типов неизвестно примеров «тесного соседства» в одном массиве-поле указанных девяти минеральных фаций, из чего можно было бы вывести их общую зональность. О ней можно судить по взаимоотношению ведущих минералов и сопоставляя следующие частные ряды зональности, выведенные для отдельных групп — четырех-пяти-шести смежных фаций в последовательности от внешней зоны — от неизменных пород к внутренней — главной зоне циркуляции растворов:

- I. Серицитовая → каолининовая или диккитовая → алуниновая → серная или диаспоровая с зуннитом или монокварцевая
- II. Серицитовая → диккитовая или пирофиллитовая → алуниновая → диаспоровая → корундовая → монокварцевая
- III. Серицитовая → андалузитовая → корундовая → монокварцевая
- IV. Серицитовая → пирофиллитовая → зуннитовая или диаспоровая → андалузитовая → корундовая

Последний ряд выведен по бескварцевым высокоглиноземным фациям Кабанского медноколчеданного месторождения (Логинов, 1951). Интересно отметить, что последовательность бескварцевых фаций высокоглиноземных рудных тел, небольших по своим размерам сравнительно с размерами тел кварцитов Кабанского месторождения, Семиз-Бугу, Сымгаса (см. прилож. 1), японских и других месторождений, соответствует последовательности фаций вмещающих кварцитов. Более того, такое соответствие наблюдается и под микроскопом частично даже в псевдоморфозах замещения (см. рис. 20, 21, 22, 41, 42, 43).

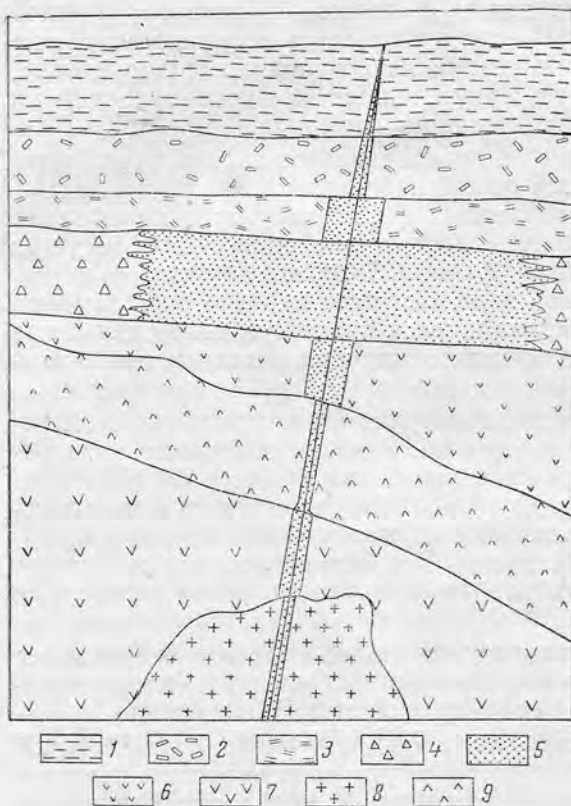


Рис. 86. Мощность гидротермального изменения вдоль трещины в разных породах ураноносной площади алуниновых месторождений Mariswale в штате Юта (Р. Kerr, 1957 г.)

1 — красные риолиты; 2 — латиты; 3 — пироксеновые андезиты; 4 — туфы; 5 — измененные породы; 6 — биотитовые латиты; 7 — кварцевые монзониты; 8 — граниты; 9 — кварцевые монзонит-порфиры

ные породы, известно на примерах Березовского золоторудного месторождения, медноколчеданных, оловорудных и других месторождений мира. На рис. 86 приведен разрез (Р. Kerr'a, 1957), иллюстрирующий разную интенсивность околотрещинного изменения изверженных пород. Эти изменения заключались в алунинизации, аргиллитизации и пропилитизации.

¹ Истинную мощность и последовательность фаций часто трудно и даже невозможно себе представить из-за маскирующих их наносов.

Уже давно в формации вторичных кварцитов стали различать внутренние фации, формирующиеся в центральной зоне действия растворов: серную, монокварцевую, корундовую, андалузитовую и диаспоровую и внешние в боковых зонах: алунитовую, диккитовую, пирофиллитовую и серицитовую. Из рядов зональности, описания месторождений и многочисленных спектрометрических данных видно, что внутренние фации, а из внешних — диккитовая и пирофиллитовая, если исключить наложенные прожилково-вкрапленные руды, максимально стерилизованы от металлов, из которых остаются только Fe, Al и Ti или даже один Ti, тогда как алунитовая и самая внешняя серицитовая фация удерживают K и частично Na, цветные, благородные и редкие металлы: Cu, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, Hg, Sb, As, Bi, рассеянные в исходной породе. В алунитовой, а чаще и значительно в серицитовой фации наблюдается даже обогащение сульфидами перечисленных металлов (также Fe), выщелоченных из метасоматической колонки.

По совокупности минеральных фаций вторичные кварциты резко отличны от всех других формаций околорудного метасоматоза. В этой совокупности выделяются характерные фации, присущие только вторичным кварцитам: серная, алунитовая, диаспоровая, корундовая и диккитовая и нехарактерные общие, развивающиеся не только в других околорудных метасоматических формациях, но и при контактовом метаморфизме и даже в средней и верхней зоне регионального метаморфизма. К этим общим фациям относятся андалузитовая, монокварцевая и серицитовая, встречающиеся в грейзенах, а вторая и третья — и в пропилитах. На эти фации, свидетельствующие о сходстве физико-химических (но не геологических) условий образования, автор обращает особое внимание (Наковник, 1959а), потому что главным образом они являются предметом споров, к какой формации околорудного метасоматоза надо относить те или иные обнаруженные в поле метасоматические образования: к грейzenам, вторичным кварцитам или пропилитам.

Определение формации можно дать только при установлении соседствующих характерных минеральных фаций или хотя бы их зародышей или, наконец, специфических рудных и геологических признаков формаций, в том числе и исходных пород. Надо помнить, что в «продвинутой» стадии пропилитового изменения, в связи с повышением кислотности раствора или продолжительностью воздействия слабокислого раствора, серицитовая фация будет замещаться пирофиллитовой, диккитовой и алунитовой и пропилиты будут переходить в формацию вторичных кварцитов (Lazarevič, 1913; Наконник, 1959а), что особенно отчетливо видно на месторождении Коунрад. Таким образом, одна минеральная фация, например серицитовая, а тем более монокварцевая еще ничего не говорит о том, к какой формации она относится, пока не будут обнаружены другие признаки. Поскольку серицитовую фацию автор считает (Наковник, 1954) промежуточной между пропилитами и вторичными кварцитами — принадлежащей к той и другой формации, постольку он должен показать, имеются ли какие-нибудь микроскопические признаки, указывающие на принадлежность ее к той или другой формации. Если серицитовые кварциты относятся к комплексу вторичных кварцитов, то в них будут наблюдаться зародыши последующих фаций в виде редких зерен, жилок диккита, пирофиллита, алунита, диаспора и др. Если же это пропилиты, то будут обнаруживаться неустойчивые ведущие минералы внешних фаций: хлорит, карбонат, эпидот, альбит.

Характерным признаком вторичных кварцитов, подобно другим околорудным метасоматическим формациям, является их пористость, в общем, большая по сравнению с исходными и метаморфическими породами глубинных зон (Наковник, 1958). До последнего времени мы располагали отрывочными несистематизированными данными и притом

главным образом для экзогенной зоны, в которой развивается еще дополнительная пористость от выветривания. Специальным исследованием пористости продуктов околожильного изменения стали заниматься только с середины 50-х годов (Овчинников и др., 1955; Николаев, 1960) и первые результаты оказались крайне интересными: по направлению к жиле пористость увеличивается, что может служить критерием последовательности образования минеральных типов метасоматической колонки.

Данные С. И. Набоко (1962) по глубинным скважинам на вулканических термальных площадях Камчатки показали, что последовательно переходу от пропилитизированных андезитов к вторичным кварцитам — опалитам пористость¹ возрастает и в самой верхней зоне окварцевания — опализации достигает 50%. Эти «силицифицированные» породы представлены ноздревато-пористым скелетом, в котором четко выделяются контуры больших вкрапленников плагиоклаза, превращенные в пористо-губчатую массу кремневых волокон с рутилом и марказит-пиритом². Поры впоследствии в той или иной степени нередко выполняются вторичными продуктами, которые под микроскопом можно отличить от первичного «субстрата» и которые должны быть учтены в расчетах при выяснении количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.

Суждение о последовательности образования минеральных типов вторичных кварцитов основывается не только на последовательности их расположения и взаимоотношении ведущих минералов, но и на формах нахождения последних от зоны к зоне. Как видно из гл. III, преобладающая форма нахождения характерных минералов комплекса — это скопления, рассеянность (рис. 33, 34, 47) и псевдоморфозы замещения. Жилки и мономинеральные метасоматические желваки, гнезда, штоки, залежи редки. По существу скопления и рассеянная форма — это проявление микро-крипто-псевдоморфоз замещения базиса породы и частично следы «расползшихся» при усилении метаморфизма псевдоморфоз по вкрапленникам.

Псевдоморфозы замещения во вторичных кварцитах исключительно агрегатные, а не монокристалльные и притом обычно двух-, трехминеральные и даже полиминеральные, как, например, по биотиту или роговой обманке (кварц + рутил + серицит + пирит или кварц + рутил + гематит + диккит). По замещаемому минералу различают замещения гидротермальными минералами первичного ортомагматического минерала — собственно псевдоморфозы замещения и замещения гидротермальных минералов. Первые присущи внешним фациям, наиболее четки и представляют серицитовые, диккитовые, пиррофиллитовые и алунитовые псевдоморфозы почти всегда с кварцем. Алунитовые менее четки и в большинстве случаев развиваются по ранним серицитовым, диккитовым и пиррофиллитовым псевдоморфозам, в которых алунит выглядит скорее вытесняющим, чем замещающим минералом. Явные замещения алунитом серицита, диккита или пиррофиллита редки (см. рис. 52); аналогичное явление развития по ранним серицитовым псевдоморфозам наблюдается и для диккита.

Вторые замещения — гидротермальных минералов гидротермальными, за редким исключением, характеризуются нечеткой формой и развиты главным образом во внутренних фациях. Это «расползшиеся» псевдоморфозы низкоглиноземных минералов с растущими в них высо-

¹ В аргиллизированных породах 11%, в алунитизированных 17% и в кварцито-опалитах 50%.

² Замечательная иллюстрация Линдгреновского закона «равенства объемов» при такой высокой пористости, которая свидетельствует и об отсутствии «метасоматической контракции», наступающей, вероятно, тогда, когда внешнее давление превышает предел прочности «объема тела».

коглиноземными, которые можно принять за разъедаемые (см. рис. 42 и 43). Очень часто это замещение представлено изолированными зернами высокоглиноземного минерала или агрегатами мелких зерен, в которых растет следующий высокоглиноземный минерал, например корунд в андалузите (рис. 21, 22, 23), диаспоре (рис. 79).

Понижение четкости псевдоморфоз, изменение в них взаимоотношений минералов по направлению к центральной зоне соответствуют укрупнению постоянных равновесных минералов, проходящих через все фации: кварца, рутила, гематита и пирита. Три последние подвергаются только собирательной перекристаллизации, тогда как кварц — перекристаллизации вследствие переотложения SiO_2 . Он растет за счет избытка SiO_2 , освобожденной из низкоглиноземных минералов внешних фаций при замещении их высокоглиноземными минералами внутренних фаций. Этот рост особенно заметен на вкрапленниках первичного кварца, который во внутренних фациях чаще, чем во внешних, обрастает венчиком запыленного гомоосевого вторичного кварца, захватывающего в свою кайму рутил, пирит, алунит, диаспор и др. (рис. 87). Внутренние фации, будучи позднейшими, свидетельствуют об усилении метасоматического преобразования пород, направленного на окварцевание и наибольшее извлечение металлов.

Переходя к взаимоотношениям характерных минералов вторичных кварцитов с целью вывода последовательности образования минеральных фаций, автору пришлось пересмотреть все имеющиеся по данному вопросу сведения и добавить новые наблюдения.

Еще раз пришлось убедиться в том, что одни и те же взаимоотношения трактуются разными наблюдателями по-разному или по причине индивидуальных особенностей наблюдателя, или вследствие особенностей сочетания наблюдаемого под микроскопом с другими геологическими признаками. Так, скелетные включения в большом минерале одновременно погасающих «стаек» малого рассматриваются большинством как ранние, захваченные большим растущим, и меньшинством — как замещающие поздние. Правильной интерпретации таких взаимоотношений помогают аналогичные «en grand» — в пегматитах (Никитин, 1955). Недоразвитые одновременно погасающие зерна резко преломляющего минерала в агрегате тонкочешуйчатого слабо преломляющего минерала рассматриваются то как ранние замещающие, то как замещающие растущие. Жильный минерал, секущий агрегат того же минерала, одни принимают за позднейший (иной стадии минералообразования), другие же — за одновременный или почти одновременный, образовавшийся благодаря перекристаллизации или вследствие благоприятных условий роста вдоль канала инфильтрации.

Критический пересмотр взаимоотношений характерных минералов приводит к выводу, что наряду с замещениями ведущих высокоглиноземных минералов ведущими низкоглиноземными чаще проявляется замещение последних первыми, что вполне согласуется с представлением о более позднем их образовании соответственно последовательному расположению минеральных фаций. Такие замещения выглядят под микроскопом скорее как вытеснения (рис. 88а, б), потому что замещение мы привыкли представлять как разъедание тонкодисперсным минералом крупного. Иногда трудно решить, какой минерал разъедает, и тогда приходится судить по совокупности всех признаков, в том числе и геологических.

Трудно показать на одной схеме общую последовательность формирования всех фаций комплекса — точнее ведущих минералов их, потому что формирование в зависимости от температуры, кислотности раствора, вариации его анионного состава и кислотности инфильтруемых эдуктов происходит по-разному на разных горизонтах. Приведен-

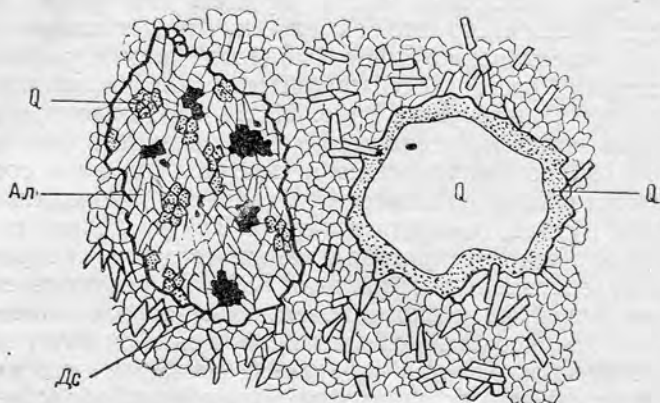


Рис. 87. «Расползающаяся» пятнистая псевдоморфоза замещения полевого шпата кварцем и алунином (массив Караул-чеку в Северо-Западном Прибалхашье), $\times 40$

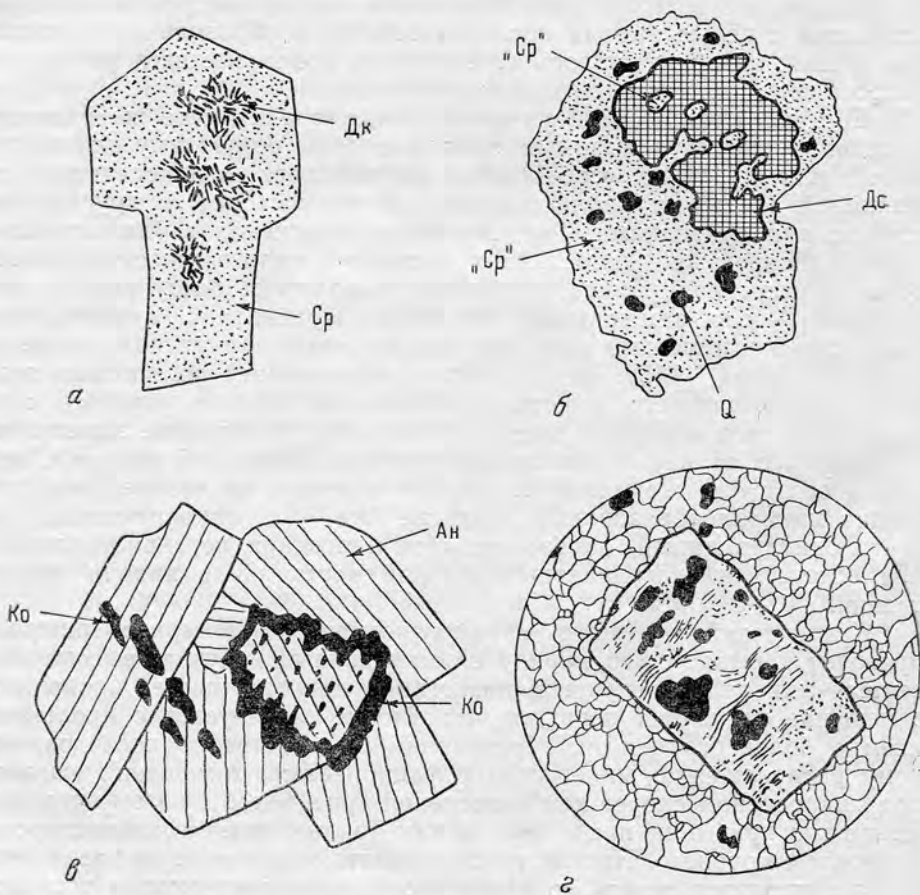


Рис. 88. Псевдоморфозы замещения. $\times 40$

а — Вкрапленник плагиоклаза замещен серицитом, который вытесняется диккитом (массив Кара-чеку, Центральный Казахстан). б — Плагиоклаз замещен «серицитом», кварцем и диаспором. Диаспор растет в «серицитовом» агрегате (массив Калактас, Центральный Казахстан). г — Корунд замещает андалузит. Стайки отдельных мелких одновременно угасающих зерен корунда секут андалузит (массив Шешень-кара, Центральный Казахстан).
 г — Биотит замещен агрегатом серицита (белый), пиритом (черный), рутилом (волосные линии и точки). Основной фон породы кварц и серицит (Коунрад, скв. 100, глубина 30 м)

ные три верхних ряда последовательного расположения фаций — I—II—III — в почти горизонтальных срезах (максимальное превышение одной против другой составляет десятки метров) отвечают, надо полагать, разным горизонтам метасоматической колонки, укладываемой, судя по разведанности, в общий вертикальный интервал сотен метров — не больше 1,5—2 км; расположение же фаций отвечает последовательности образования ведущих минералов от ранних внешних к поздним внутренним. Максимальная разведанная глубина вторичных кварцитов 1 км. Такой глубины достигает не только серицитовая фация, но и алуниит, как, например, на месторождении Cerro de Pasco в Перу (Graton and Bowditch, 1936).

Судя по установленным глубинам и широкой аргиллизации во внешней зоне, первый ряд отвечает верхним горизонтам, тогда как второй и третий ряды с узкой зоной аргиллизации и широкой пропилитизацией или даже с одной последней соответствуют более глубокой зоне, более высокой температуре и растворам несколько иного анионного состава, вероятно, со значительным участием Cl и F. Ниже формируются фации пропилитового изменения, отвечающие слабокислым, нейтральным и даже слабощелочным растворам.

В эту вертикальную зональность вносят осложнения тектонические и главным образом вертикальные перемещения отдельных блоков, переработанных глубинными фумаролами и сольфатарами. Эти перемещения возникают в результате неоднократного за время одного вулканического цикла оживления активной деятельности, за которой следует длительный период послемагматических процессов. В приподнятых глубинных горизонтах появляются новообразования алуниита, каолинита → диккита, иллита → калиевой гидрослюды → серицита, а в опущенных верхних горизонтах — диаспора, зуниита, топаза, корунда, андалузита.

В указанную вертикальную и горизонтальную зональность вносит осложнение и состав исходных пород, так как из широкого обзора проявления тех или иных фаций видно, что топаз, андалузит, корунд развиваются предпочтительнее в кислых породах, но не в средних и основных.

Обратимся к немногим примерам установленной зональности в вертикальном срезе от самых молодых до самых древних — палеозойских.

С. И. Набоко (1962) указывает в кальдере вулкана на месторождении Серное кольцо (о. Парамушир) следующую последовательность фаций сверху вниз:

- до 50 м — высокопористые вторичные кварциты-опалиты,
- от 50 до 100 м — пористые алунитовые кварциты,
- от 100 до 160 м — пористые аргиллизированные породы, ниже — пропилиты.

На основании многолетних наблюдений над зонами молодых вторичных кварцитов (опалитов), образовавшихся в результате метасоматоза «восходящим потоком эндогенных эманаций и растворов высокой концентрации», С. И. Набоко (1962) приводит следующую обобщенную вертикальную зональность, характеризующуюся таким составом и измеренным рН раствора (табл. 23).

Sh. Iwao (1949) в своей книге об алунитовых месторождениях Японии в третично-мезозойских экструзивах приводит типовой разрез (сверху вниз):

- монокварциты по андезитам.
- алунитовые кварциты и пористые кварциты по андезитам.
- каолинитовые кварциты по андезитам.
- пропилитизированные андезиты.

Вертикальная зональность вторичных кварцитов-опалитов

Зоны	Изменение породы и их состав	Характер растворов	pH раствора	t растворов, °C
Верхняя	Монокварциты — опалиты: опал + кварц + сера + рутил	SO_4^{2-} , CO_2	1	100
Средняя	Алунитовые кварциты: кварц + алу-нит + рутил + марказит	SO_4^{2-} , CO_2 Cl^- , H_2S	2	100
Нижняя	Серицитовые кварциты: кварц + серицит + рутил + пирит	HCO_3^- , CO_2 Cl^- , H_2S	6	100 200
	Пропилитизированные породы	HCO_3^- , CO_2 Cl^- , H_2S	6—8	200

Максимальная глубина разведанных окварцованных пород 250 м. Sh. Iwao указывает на частое присутствие в них корунда, зунита и топаза.

В. С. Соболев и М. Ю. Фишкин (1953) отмечают такую метасоматическую вертикальную зональность в измененных третичных липаритовых туфах советского Закарпатья:

- верхняя зона каолинизации, опализации и алунизации,
- от 100 до 200 м — зона цеолитовой пропилитизации,
- от 200 до 400 м — зона адуляровой пропилитизации.

T. S. Lovering (1949, 1951) приводит следующую вертикальную зональность гидротермально-измененных третичных латитов и риолитов рудного округа Восточного Тинтика (сверху вниз):

- зона гидротермальных аргиллитов,
- зона алунитовых и диккитовых кварцитов,
- зона серицитовых кварцитов,
- бейделлитовая зона, переходящая во внешнюю зону пропилитизации.

В результате специального изучения измененных пород неогеновой зоны Среднего Камчатского хребта М. М. Василевский (1958) дает такую характеристику зональности. На нижних горизонтах выклиниваются внутренние фации (каолининовая, диккитовая и алунитовая) верхних горизонтов и расширяется окаймляющая их серицитовая фация и альбит-хлорит-эпидотовое изменение. На верхних горизонтах соответственно сокращается мощность зоны пропилитового изменения и расширяются зоны каолинито-диккитовых, алунитовых кварцитов и метасоматических кварцито-опалитов. В последних нередко встречается метасоматическая сера, диаспор и зунит.

На медно-молибдено-андалузитовом месторождении Коунрад установлена по скважинам сверху вниз (Наковник, 1959) следующая зональность:

- | | | |
|------------------|---|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Глубина до 600 м | { | Пропилитизированные риолиты, серицитовые кварциты по риолитам Мз?, андалузито-серицитовые кварциты по риолитам, андалузитовые кварциты по риолитам, минерализованные корундом, диаспором, топазом, диккитом, пиррофиллитом и алу-нитом |
|------------------|---|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|

До
1200 м { Меденосные серицитовые кварциты („porphyry copper“) по
гранодиорит-порфирам, узкая зона меденосных аргиллизиро-
ванных гранодиорит-порфиров (серицит, глинистые минералы,
кварц, рутил, пирит, халькопирит), пропилитизированные гра-
нодиорит-порфиры (альбит, эпидот, хлорит, рутил, пирит).
Неизменные гранодиорит-порфиры.

Необходимо упомянуть о высказывании Д. С. Коржинского (1958) по поводу генезиса жилок в гидротермально-измененных породах. «Среди вторичных кварцитов по породам липаритового состава повсеместно распространены прожилки и жилки, обогащенные глиноземом — это корундо-андалузитовые, каолинитовые и прочие прожилки и жилы. Среди вторичных кварцитов по более основным породам, помимо серицитовых, обычные прожилки и пластовые залежи колчедана (пирита), а также кальцита и хлорита и пр.»

Д. С. Коржинский пишет о повсеместности и обычности жилок для подкрепления гипотезы «опережающей волны кислотных компонентов» при гидротермальном метаморфизме — гипотезы, по мнению некоторых геологов, обосновывающей «гидротермально-кислотно-щелочную дифференциацию» вещества. В действительности жилки во вторичных кварцитах, за исключением редких кварцевых штокверков «porphyry-copper», не повсеместно распространенное, а редкое явление (Наковник, 1937, 1947). Особенно вызывает удивление повсеместность жилок серицита в серицитовых кварцитах — минерала за исключением рутила, менее всего склонного образовывать мономинеральные прожилки. Подобное явление отмечают и зарубежные геологи. Утверждая сопряженность образования «жильного-осажденного» андалузита в андалузитовых кварцитах, каолинита — в каолинитовых и т. п. с образованием тех же, но неосажденных метасоматических, псевдоморфных минералов, Д. С. Коржинский противоречит основному положению гипотезы: «В каждом данном сечении потока просачивающихся растворов при прохождении кислотной волны кислотность их сначала повышается, что приводит к выщелачиванию породы, а затем понижается в силу ухода кислотных компонентов, что приводит к обратному осаждению оснований из растворов». Выходит, что метасоматический минерал образуется при одном pH раствора, а тот же осажденный в трещине — при другом. Странно выглядит и образование пирита и залежей колчеданов¹: сера из опережающего фронта кислых компонентов возвращается к фронту запаздывающих оснований, чтобы вместе с Fe образовать пирит. Надо полагать, исходя из указанной гипотезы, что после формирования метасоматического алунита и зунита SO₃, Cl и F также возвращаются назад, чтобы с перенесенным из псевдоморфоз Al₂O₃ отложиться в трещинах.

Гидротермально-кислотно-щелочная дифференциация вещества во вторичных кварцитах видна не столько по осажденным жильным минералам, сколько по минеральным фациям, окаймленным зоной аргиллизации или пропилитизации.

Представление о физико-химических и геологических условиях образования вторичных кварцитов легче всего составить по данным изучения гидротермальных изменений в областях современной вулканической деятельности. Поэтому очень ценны выводы С. И. Набоко из ее монографии (1962 г.), суммирующей результаты многолетних исследований вулканических эксгаляций и гидротермально-измененных пород Камчатки и Курильских островов. Выводы эти, которые в общем разделяет и автор данной работы, касаются не только природы и генезиса вторичных кварцитов, но и сопряженных с ними аргиллитов и про-

¹ Большая часть геологов, в том числе А. Н. Заварицкий, Г. Б. Роговер, В. П. Логинов, Бэтеман, считают залежи медистого серного колчедана метасоматическими, а не осажденными образованиями.

пилитов, а также источника растворов, рудоносности и общих вопросов вулканизма. Здесь автор преподносит их в несколько измененном и сокращенном виде.

1. Гидротермальные процессы, следующие за активным вулканизмом, несравненно более длительны, чем пароксизмальные извержения вулканов. Они не сингенетичны образованию вулканических пород — наложены на них.

2. Масштаб наложенного гидротермального метаморфизма грандиозен в сравнении с автометаморфизмом, развивающимся во время формирования вулканических пород.

3. Базальтовый вулканизм в большинстве случаев не сопровождается длительными газогидротермальными процессами. Они характерны для андезитового и липаритового вулканизма.

4. Наиболее интенсивно гидротермальные процессы протекают в пределах и по периферии вулканических сооружений.

5. Гидротермальные растворы — не изолированные от подземных вод ювенильные растворы, отделившиеся от магмы. Они формируются под активным воздействием последней. В областях магмопроявления вода, пропитывающая горные породы, становится гидротермальным раствором, производящим интенсивный метаморфизм. Магма определяет температуру гидротерм и в основном ионный и газовый состав их.

6. В пароксизмальный период вулканической деятельности в выделяющихся из магмы летучих ведущую роль играют H_2O , газы группы S и S и отчасти Cl и F . По мере остывания лавы уменьшается количество галоидов при постоянно преобладающих парах H_2O , и газы становятся более сернистыми. Дальнейшее остывание ведет к уменьшению сернистых газов — летучие становятся существенно углекислыми.

7. Состав гидротермальных растворов обусловлен составом эндогенных эманаций, подземных вод, горных пород и дифференциацией в самих растворах благодаря подземному кипению и дегазации. Действие всех факторов определяет вертикальную зональность гидротерм: от гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатных на глубине до существенно хлоридных, сопровождающихся конденсированными кислыми сульфатными растворами.

8. Гидротермальное изменение пород над магматическим очагом вулканического сооружения происходит по пути восходящего потока эманаций, вследствие чего образуются концентрированные кислые растворы и формируются вторичные кварциты. По периферии же магматического очага образуются бассейны разбавленных метаморфизованных растворов, воздействие которых на породы приводит к пропилитизации и аргиллизации.

9. Благодаря интенсивному окислению H_2S вблизи поверхности возникают максимально кислые сульфатные растворы, происходит интенсивное выщелачивание и соответственно — развитие пористых серных опалитов и опало-алунитовых пород, которые переходят глубже в плотные кварциты с такой последовательностью минеральных фаций: монокварцевая, алунито-кварцевая, диккито-кварцевая, серицито-кварцевая и за ними — пропилитизированные породы.

10. Указанная горизонтальная и вертикальная зональность снимает необходимость резкого противопоставления формации вторичных кварцитов пропилитам и гидротермальным аргиллитам.

11. Признавая вынос металлов из магмы, надо подчеркнуть вовлечение в гидротермальный геохимический процесс вмещающих горных пород, насыщенных водой, которые являются основным поставщиком металлов, извлеченных высокоактивными растворами при метасоматическом преобразовании пород.

Автор полагает, что решающим фактором зонального развития вторичных кварцитов, аргиллитов и пропилитов так же, как и присущих

первым «моно» и «бименеральных» высокоглиноземных тел, является не столько температура, сколько кислотность — щелочность растворов, характер их анионного состава и физико-химические свойства боковых пород.

Прогрессирующее внутрь метасоматической колонки вторичных кварцитов увеличение содержания кварца и уменьшение глиноземных минералов при незначительном уменьшении валового Al и почти постоянном Fe и Ti свидетельствует о продолжительном воздействии в центральной зоне сернокислого раствора, нейтрализующегося к внешней зоне, по направлению к которой регрессирует выщелачивание рудных элементов.

Выщелоченные благородные, редкие и цветные металлы выносятся во внешнюю зону метасоматического блока и даже за его пределы, отлагаясь из нейтрализованных растворов преимущественно в виде сульфидов и сульфосолей. Они отлагаются во внешней зоне или выше по главному пути движения, телескопируя ранее образовавшуюся внутреннюю зону.

Развитие минеральных фаций вторичных кварцитов заключается по существу в образовании ведущего минерала фации: серицита, диккита, пирофиллита, алунита и т. д., формирующихся каждый в определенном узком интервале pH среды. Прочие же три компонента «парагенезиса»: кварц, рутил, сульфид Fe (или гематит) образуются в широком интервале и возникают уже на ранней стадии даже в пропилитах. В дальнейшем они перекристаллизовываются: рутил и сульфид Fe (или гематит) без существенного прибавления со стороны Fe и Ti, а кварц с существенным добавлением SiO_2 , высвобождающейся из высокоглиноземных минералов при переходе их в высокоглиноземные; при этом за счет переотложенной местной SiO_2 , а часто и мигрировавшей со стороны появляется и новый кварц.

2. Место вторичных кварцитов в вертикальном ряду околорудных метасоматических формаций

Признаки послемагматического изменения пород около рудных жил позволяют относить последние к гидротермальным образованиям в широком смысле.

Хотя вертикальной зональностью этих продуктов околорудных изменений стали интересоваться давно, но до настоящего времени не показана их общая глубинная последовательность, отношение друг к другу и к эдуктам. Более того, появились высказывания, отводящие комплексу вторичных кварцитов не то место, которое они занимают в «вертикальном ряду» формаций послемагматического метасоматоза.

Линдгрэн, автор первой классификации рудных жил в зависимости от метасоматоза боковых пород, опубликованной в 1901 г., не показал тогда зональности околорудных изменений, но в курсе «Mineral deposits» (1928 г.) распределил их по трем температурно-глубинным зонам. Почти одновременно Эммонс, ссылаясь на выводы Линдгрэна (1907 г.), систематизировал рудные жилы по тем же зонам, указав характер околорудных изменений и прибавив к перечню Линдгрэна гранатсодержащие рудные тела.

В 1922 г. публикуется специальная статья Гольдшмидта, в которой впервые выдвигается общая классификация метасоматических процессов, но не по глубинности, а соответственно исходным породам и для силикатных пород — по привнесённым ингредиентам. Классификация получила всеобщее признание и ею пользуются в настоящее время.

Стремление Линдгрэна привлечь внимание к околорудным изменениям, как явлениям крупнейшего значения в генезисе руды, не привело в последующие два-три десятилетия к заметным результатам. Причи-

ной этому послужила появившаяся в 30-х годах гипотеза «пегматитовой магмы» и затем гипотезы зонального формирования магматогенных руд около «металлоносных интрузивных очагов».

Гипотезы разделились на принципиально разные разногласиями в отношении состава рудного раствора и кратности его подачи, не объединялись признанием «ювенильно-магматического источника металлов» и пренебрежением роли химического состава вмещающих пород в рудоотложении, а следовательно, и роли околорудных изменений.

Из литературы видно, что до начала 50-х годов, повторяется старое деление околорудных изменений на «эпи»- и «мезо-» и «гипозону», в которой объекты систематики именуется одни по минералу, а другие по парагенетическому комплексу минеральных типов, обозначаясь разными, часто произвольными названиями. В классификацию продуктов околорудных изменений еще не проникают представления о минеральных формациях и фациях и не показывается зависимость минерального состава новообразованных продуктов от химического состава замещаемой породы.

В 1947 г. появляется первая специальная работа о метасоматической зональности при околорудном (околотрещинном) метаморфизме. Д. С. Коржинский дал ей на примере идеальной горизонтальной схемы физико-химическое и математическое обоснование.

Подчеркнем, что начиная с Линдгрена (если не раньше) геологи публикуют работы, в которых описывается проявление зонального метасоматического изменения пород около рудных жил, представляя его последовательно стадийным, телескопирующим разрастанием по преимуществу. Аналогичные публикации в неспециальных работах появляются в СССР с конца 20-х годов для грейзенов (О. Д. Левицкий, Г. В. Пинус, М. В. Бесова и др.), пропилитов (Л. М. Афанасьев, Н. И. и М. Б. Бородаевские, А. Н. Заварицкий, М. И. Меркулов, З. В. Рупасова, Ю. С. Соловьев, Д. А. Тимофеевский и др.) и вторичных кварцитов (К. И. Асташенко, Н. И. Наковник, К. Н. Озеров).

В этих публикациях еще не применяется термин «метасоматическая зональность¹» в смысле Д. С. Коржинского как одновременное метасоматическое разрастание зон, но в некоторых работах (Наковник, 1947, стр. 149) уже высказывалось представление об одновременном их формировании вследствие изменения температуры и среды минералообразования — изменения раствора в реакции с боковой породой по удалению от трещины.

Литература последних пяти-шести лет проявляет большой интерес к околорудным изменениям.

В последние годы появились специальные работы по классификации и вертикальной зональности метасоматических процессов в широком интервале и для целых регионов. К ним относятся статьи: В. А. Жарикова (1956), Н. Н. Семенов (1958), А. Е. Шлыгина (1958), Г. М. Власова и М. М. Василевского (1958, 1959, 1960 г., 1961, 1962 г.), Д. С. Коржинского (1960, 1961 и 1962) и С. П. Соловьева (1959).

С. П. Соловьев привел схему образования метаморфических пород во времени, являющуюся одновременно и схемой вертикальной зональности продуктов послемагматического метасоматоза. Хотя в схеме отсутствует формация карбонатитов и гидротермальных аргиллитов, а некоторые формации не на своих местах, все же в схеме С. П. Соловьева впервые были распределены послемагматические метасоматиты от поверхности до больших глубин — до гнейсов и мигматитов.

Основываясь на многолетних исследованиях неогеновой зоны на Камчатке, М. М. Василевский дал схему последовательного располо-

¹ Термин не применялся по той причине, что авторы были далеки от мысли, что зональность не метасоматическая в обычном понимании, существующем и теперь (не в специальном Д. С. Коржинского).

жения гидротермальных метасоматических пород от палеогена до верхнечетвертичной эпохи — от щелочных метасоматитов через пропилиты и вторичные кварциты до серных кварцито-опалитов.

Очень интересны статьи Д. С. Коржинского (1960, 1961, 1962), в которых он сообщает, что «имел возможность посетить различные районы развития вулканических формаций с разной степенью размыва: от сильно размытых палеозойских вулканогенных толщ Урала, Казахстана, Средней Азии, дислоцированных мезозойских толщ Закавказья до умеренно размытых, недислоцированных третичных вулканических формаций Шотландии и Трансильвании и, наконец, четвертичных и современных вулканических образований Камчатки и о. Парамушир».

Сопоставление метасоматических и метаморфических проявлений в указанных формациях привело Д. С. Коржинского к выводу о выпадении по мере приближения к поверхности высоко- и среднетемпературных стадий послемагматических процессов и возрастании активности калия по сравнению с натрием в растворах.

В общем, Д. С. Коржинский рисует вертикальный ряд зональности от высокотемпературно-глубинных скарнов через пропилиты и вторичные кварциты до низкотемпературно-поверхностных аргиллитов и серных кварцито-опалитов Г. М. Власова и М. М. Василевского.

В указанных статьях Д. С. Коржинский пишет, что вторичные кварциты Казахстана («классические вторичные кварциты»), хотя и образовались «в связи с процессом формирования вулканогенных толщ», все же являются «существенно глубинными образованиями» (1960, стр. 1196), а не приповерхностными и даже не субвулканическими, какими раньше он их представлял (1955, стр. 420—421).

Д. С. Коржинский (1961) установил пять минеральных фаций глубинности послемагматического изменения в вулканических формациях: I — поверхностную вулканическую, II — приповерхностную вулканическую (до глубины порядка 200 м), III — субвулканическую (до глубины порядка 1 км), IV — гипабиссальную, V — абиссальную.

Вторичные кварциты Казахстана, или, как называет их Д. С. Коржинский, «гидротермальные кварциты», помещены им между скарнами и аргиллитами — ближе к скарнам и на уровне среднетемпературных пропилитов с альбитом и цоизитом.

Посмотрим, насколько прочны аргументы Д. С. Коржинского о «существенно глубинном характере» образования вторичных кварцитов и о месте пропилитов, особенно с альбитом и цоизитом в ряду глубинности минеральных фаций гидротермального метасоматоза.

В своих замечаниях (Наковник, 1956, 1957) к «Очерку метасоматических процессов» (Коржинский, 1955) автор указывал на слишком упрощенное понимание формации вторичных кварцитов, отвечающее скорее раннему периоду их изучения — до 40-х годов, чем позднейшему.

Оказалось (Наковник, 1947), что вторичные кварциты встречаются не только в Казахстане и на Урале и присущи не только палеозою и контактовым ореолам около интрузий, как представляли себе до 40-х годов большинство геологов. Они были установлены во всех вулканических районах, в которых извергались лавы и пирокласты кислого, среднего и даже средне-основного состава и где более или менее интенсивно проявлялись послевулканические фумарольно-сульфатарные процессы. Было установлено, что сопутствующие полям вторичных кварцитов гранитные, гранодиоритовые и диоритовые интрузии являются после вторичнокварцитовыми или, что чаще всего, малыми субвулканическими и вулканическими интрузиями, составляющими характерную черту крупных вулканических сооружений всех эпох и почти всех областей.

Классические палеозойские вторичные кварциты Казахстана по своему минеральному составу, по «парагенетическим» ассоциациям минералов (в том числе андалузита и корунда) неотличимы от древне-

палеозойских Урала (Логинов, 1951; Наковник, 1933; Мельников, 1960), верхнепалеозойских Средней Азии (Прянишников, 1937), мезозойских Закавказья (Алиев, 1957; Кашкай, 1962), меловых Китая (Iih, 1931), третично-мезозойских Японии (Iwao Schuichi, 1949; Hamachi Tadeo, 1953; Sunagawa I, 1955), третичных и мезозойских США (Butler, 1913; Kerr, 1932; Jeffery and Woodhouse, 1931), третично-меловых Нижнего Амура, по сообщению Н. П. Саврасова; третично-меловых Сихотэ-Алиня.

Нельзя считать очень древними и вторичные кварциты Казахстана. Д. С. Коржинский пользуется данными 30—40-х годов, полагая, что породы эти образовались из преимущественно девонских кварцевых порфиров. Теперь известно (Беспалов, 1954, 1956б; Боровиков и Борсук, 1961), что они образовались в основном из эффузивов пермо-карбона.

Какие же основания обособлять вторичные кварциты Казахстана и Урала от молодых аналогичных образований других областей и стран, а тем более от палеозойских?

«Существенную глубинность» древних (казахстанских и уральских) вторичных кварцитов Д. С. Коржинский аргументирует (1960, стр. 1196 и 1961, стр. 10) «наличием в них высокотемпературных минералов корунда и андалузита» и «резко выраженной связью с контактами субвулканических интрузий» (1955, стр. 420). Можно подумать, что молодые вторичные кварциты лишены андалузита и корунда, а в тех вторичных кварцитах, в которых они имеются, расположены на контакте с интрузиями и притом настолько отдалены от низкотемпературных алунита, пиррофиллита, диккита и серицита, что представляются образованиями, не относящимися к формации вторичных кварцитов.

Автор не имеет возможности привести все примеры, подтверждающие ошибочность такого разделения на несольфатарный существенно глубинный корундо-андалузитовый тип и сольфатарный приповерхностный алунито-диккитовый тип, который Д. С. Коржинский не относит к вторичным кварцитам. Сошлюсь на более или менее хорошо изученные массивы и прежде всего на массив Большой Семиз-Бугу (Центральный Казахстан), сложенный окварцованными, кислыми вулканическими породами верхнего девона, где в огромном поле серицитовых кварцитов разбросаны поля андалузитовых, алунитовых, смешанных андалузито-алунитовых, монокварцитов, кварц-серицитовых и кварц-андалузитовых пород. Во всех полях в вершинной части массива обнаружен корунд, образующий гнезда, жилки и рассеянную вкрапленность. Крупнейшее же в мире воронкообразно-трубчатое тело метасоматических корундовых пород, заключенное в оболочку из слюдисто-андалузитовых пород, лежит в интервале алунитовой минерализации, поднимающейся от подошвы до вершины массива. Тесная связь корундо-андалузитовой и алунитовой минерализации на Семиз-Бугу можно видеть на картах, составленных в 1935 (К. Н. Озеров и др.) и в 1945 гг. (К. И. Астащенко).

Далее приведем пример Коунрадского массива и разрез его медно-молибдено-андалузитового месторождения, показывающие непрерывную на расстоянии 1 км метасоматическую колонку сочетающихся фаций: от серицитовой до андалузитовой с корундом, диаспором, диккитом и алунитом, переходящей опять в серицитовую и далее в аргиллизированные и пропилитизированные породы.

На составленной в 1943 г. П. С. Марковым петрографической карте (масштаб 1:10 000) массива Калактас (Центральный Казахстан) видно, что в вершинной части этого высокого массива площадью 7 км² по пермо-карбонным «кислым эффузивам» развиты вторичные кварциты, представленные «монокварцевым», серицитовым, диккитовым, андалузитовым, диаспоровым, алунитовым и дюмортьеритовым типами. К диккитовым кварцитам приурочены тела высококачественного паго-

дита. Последние, а также диккитовые, алунитовые, диаспоровые и монокварцевые разности включают в себя прожилково-вкрапленный корунд штокверкового типа и эта тесная пространственная связь корунда, алунита и диккита была известна исследователям Калактаса, когда в Казахстане еще не применялся термин «вторичные кварциты» (Глинка, 1906, 1917; Русаков и Наковник, 1932).

Приведем в качестве примера месторождение Жанет, на котором так тесно связаны корунд, андалузит, диккит и алунит, и Кабанское медноколчеданное месторождение с тесной связью «высокотемпературных» корунда, андалузита и «низкотемпературных» серицита и пиррофилита (Логинов, 1951).

В заключение отметим, что сочетание корунда с алунитом во вторичных кварцитах Казахстана так тесно и настолько часто, что из всех обрелизованных полей, в которых обнаружен корунд в кварцитах, только в двух не установлено алунита.

Перейдем к рассмотрению глубинности альбит-цоизит-клиноцоизитовой пропилитизации, являющейся, по Д. С. Коржинскому, веским доказательством формирования колчеданных месторождений на Урале и вторичных кварцитов в Казахстане на существенной глубине, а не в приповерхностных или собственно вулканических условиях, поскольку и колчеданные линзы и вторичные кварциты несомненно связаны с сопровождающими их альбитизацией и эпидотизацией. Но перед рассмотрением автор сделает две существенные оговорки:

1. Пропилиты автор рассматривает не так широко, как геологи начала текущего столетия, но шире Д. С. Коржинского, прибавляя к его альбит-актинолит-эпидотовой и альбит-хлорит-эпидотовой ступени еще хлорит-карбонатную с пиритом и пирит-безальбитовые ступени: кварц-карбонатную и кварц-серицитовую. Последняя представляет фацию, связующую кварциты с пропилитами, что наблюдается везде, где развиты вторичные кварциты (Наковник, 1954б).

2. Из высказываний Д. С. Коржинского по глубинности послемагматических явлений в вулканических формациях легко заключить, что наиболее дислоцированные и размытые толщи — древние, а наименее дислоцированные и размытые — молодые

Д. С. Коржинский считает, что горизонтально залегающие недислоцированные или слабо дислоцированные и незначительно размытые молодые вулканические толщи, т. е. четвертичные, третичные и даже мезозойские, сохраняют верх колонки гидротермально-измененных пород, а сильно дислоцированная глубоко размытая палеозойская формация позволяет изучить снизу доверху все температурные ступени послемагматических процессов. Д. С. Коржинский находит, что для глубоко размытой палеозойской вулканической формации характерна среднетемпературная пропилитизация с альбитом, эпидотом, хлоритом, пиритом и лейкоксеном, к которым прибавляются даже высокотемпературные актинолит и скарны, тогда как для умеренных глубин весьма типично полное отсутствие цоизита и клиноцоизита, а для недислоцированной и умеренно размытой третичной формации Трансильвании типична низкотемпературная пропилитизация (адуляр, цеолиты) при отсутствии альбита и полном отсутствии эпидота и актинолита. В неогеновой вулканической толще Камчатки и Курил, — говорит Д. С. Коржинский, ссылаясь на Г. М. Власова (1958), — плагиоклазы не подвергаются альбитизации, что неверно.

Еще хуже, по мнению Д. С. Коржинского, обстоит дело с послемагматическими изменениями в областях современного вулканизма. «Петролога, привыкшего к древним вулканическим формациям, поражает свежесть пород в областях современного вулканизма», — говорит Д. С. Коржинский (1960). «Здесь совершенно отсутствует зеленокаменное изменение типа пропилитизации, столь типичное для древних эффу-

живов и туфов¹». И далее: «около выходов фумарол и терм породы обычно обелены, но лишь на расстоянии нескольких сантиметров или десятков их от трещины». Но если мы посмотрим труды Вулканологической лаборатории АН СССР (работы С. И. Набоко, К. К. Зеленова, В. И. Влодавца, Г. М. Власова и др.), работы японских геологов (Т. Kato, T. Watanabe, A. Nakamoto и др.), то увидим, что фумарольно-сульфатарные изменения происходят не столько по трещинам, сколько по горизонтам пористых продуктов извержения, распространяясь не на сантиметры, а на сотни метров. И если учесть миграцию центров извержения за время одного вулканического цикла, постепенное наращивание обесцвеченных полей, то вспоминаются те «кубические мили» поверхностно-приповерхностной «сульфатарной аргиллизации», простирающейся на большую глубину², о которой говорил и сам Д. С. Коржинский (1955, стр. 423), касаясь третичной вулканической деятельности на территории США. Неудивительно, что геологи старшего поколения называли из-за масштаба проявления фумарольно-сульфатарного изменения — фумарольно-сульфатарным выветриванием, настолько оно широко.

Автор сомневается в существенной глубинности (не менее 1,5—1 км²) потолка формирования альбита и эпидота, особенно альбита, вследствие того, что известно много примеров образования этих минералов на очень малой глубине (100—200—300 м). Приведем лишь небольшую часть примеров из третичной и четвертичной вулканической формации сначала для зарубежных областей, а потом и для СССР.

1. На крупном серебряно-медном (энаргитовом) месторождении Cerro de Pasco (Перу), расположенном в третичном экстрезивном теле кварцевых монзонитов, выполняющих вулканическую горловину, породы пропицитизированы, а непосредственно у рудных жил превращены в диаспоро-зуниито-диккито-алунито-кварцевую породу типа вторичных кварцитов. Характерные минералы пропицитов: эпидот, хлорит, кальцит, серицит, кварц, рутил и пирит (Graton and Bowditch, 1936). Жильный алунит прослежен до глубины 800 м.

2. На полиметаллических месторождениях Bonanza mine (Colorado) тело флюидальных риолитов и латитов горизонтального сечения 1,5 мили выполняет старый некк, прорвавший третичные андезиты, и представляет «хаотическое сооружение из даек, секущих андезиты». Риолиты и латиты «претерпели очень сильные фумарольно-сульфатарные изменения» с превращением их в кварциты, минерализованные диккитом, диаспором, зуниитом, алунитом, гематитом и пиритом (Burbank, 1932). Рудные жилы залегают главным образом в андезитах и латитах, которые вблизи жил претерпели кварц-серицит-адуляр-пиритовые изменения, а вдали — пропицитовое с хлоритом, кальцитом, серицитом, кварцем и альбитом.

3. Латиты, риолиты и гранодиориты третичных вулканических штоков, даек, вмещающие серебряно-свинцовые жилы месторождения Bayard (Новая Мексика), вблизи жил пропицитизированы. Непосредственно у жил пропициты представлены пирит-серицит-кварцевой фацией, а вдали — хлорит-эпидот-альбитовой с клиноцоизитом, серицитом, кальцитом и пиритом (Lasky Sam., 1936).

4. В работе Ловеринга (Lovering, 1949) показано, что в слабо дислоцированных третичных латитах и риолитах мощностью 350 м проявлено раннее, дорудное изменение лав, вызвавшееся в пропицитиза-

¹ Нехарактерность пропицитизации для самой верхней зоны сульфатарного изменения (дневной поверхности) известна была уже полвека тому назад, если не больше, что отмечал М. Palfy (Rodulescu, Dan, 1953).

² На вольфрамовом месторождении Boulder County (Lovering T. S., 1941) кварц-ферритовые жилы залегают в дайках третичных «кварцевых монзонитов» (гранитов), которые около жил окварцованы и серицитизированы, а вдали — аргиллизированы. Аргиллизация прослежена на расстоянии более чем 1,5 км.

ции («хлоритизации») с образованием альбита, цоизита, клиноцоизита, клинохлора и паргасита. Вслед за этим произошло аргиллитовое и дик-кит-алунит-кварцевое изменение. В позднюю, рудную стадию проявилось калиевое изменение с образованием серицита и гидрослюд, развивавшихся главным образом по глинистым минералам и хлориту. На схематическом разрезе показана вертикальная зональность изменений, свидетельствующая о незначительной оторванности по глубине сольфатарных минералов от альбита и эпидота.

5. На месторождениях знаменитого сереброносного района Топорах в Неваде третичные андезиты, вмещающие кварц-адуляровые рудные жилы, пропилитизированы. Вблизи жил проявлено кварц-серицит-пирит-адуляровое изменение, а вдали — хлорит-серицит-кальцит-альбитовое с пиритом (Д. Е. White, 1955).

6. Полого залегающие миоценовые андезиты, вмещающие золото-серебряные кварц-адуляровые жилы месторождения Тоi mine в Японии, пропилитизированы. Вблизи жил развито серицит-хлорит-кварцевое изменение с карбонатом, цеолитом и пиритом, а вдали кварц-хлорит-альбитовое с пиритом и серицитом. Т. Kato (1931 г.), изучавший около-рудные изменения на этом месторождении, говорит, что «альбитизация является главнейшей чертой пропилитизации, отражая раннюю стадию воздействия гидротерм на малой глубине». Он отмечает развитие по полевым шпатам не только чистого альбита, но и калиевого альбита.

7—8. Т. Kato и др. (1940), описывая древнечетвертичное метасоматическое серное месторождение Акакуро в кратере вулкана, указывает около осерненных, опалитизированных и алунитизированных андезитов внешнюю зону сильной пропилитизации. Добавим к этому примеры известных и широко распространенных в Японии «куроко» («куро-моно») вулканического генезиса, залегающих между осадочными и третичными вулканическими породами или целиком в последних, в которых все японские геологи (Т. Hirabayashi, К. Kinoshita и др.) отмечают как характерную черту пропилитизацию андезитов и риолитов, доходящую до развития у рудных тел серицит-кварцевой фации и кварцитов.

9. Данные буровых скважин на площади горячих источников и fumarol Waigakai в Новой Зеландии (Steiner, 1953), вопреки ссылке на него Д. С. Коржинского (1961, стр. 3), показали, что в зоне цеолитизации туфов, начавшейся в 80—100 м за зоной каолинизации и алунитизации, цеолит уступает место кварцу и альбиту, ниже следует зона адуляризации. Интересны поставленные там опыты: опущенный в скважину альбит растворялся до 300 м, а ниже наблюдался его рост, что, вероятнее всего, обуславливалось главным образом кислотностью — щелочностью раствора, а не глубиной.

10—12. В недислоцированной третичной вулканической формации Шотландии, описанной в крупнейшей старой монографии «Древние вулканы Великобритании» А. Geiki (т. II, стр. 389—391, 1887 г.), указывает, что покровы долеритов и базальтов изменены с образованием «каолинита», уралита, цеолита, пирита, а иногда и обильного эпидота, который является характерным продуктом метаморфизованных амигдалоидных базальтов. В измененных породах часты прожилки кварца, эпидота и кальцита.

В просмотренных автором прозрачных шлифах рудовмещающих верхнемеловых слабо дислоцированных и слабо размытых дацитов и андезитов медноколчеданного месторождения Елшица (Болгария) была видна широко проявленная фация альбит-хлорит-эпидот-пиритового изменения, а вблизи рудного тела — серицит-кварц-пиритового с рассеянным диаспором, установленным болгарским геологом Т. Г. Радоновой.

13. В золото-серебряной третичной пропилитовой формации Карпатского вулканического пояса геологи, исследовавшие под микроскопом

пропилиты, — Фон Инкей (1907 г.), Лазаревич (1913 г.) и др., указывали, с одной стороны, на удивительную свежесть полевых шпатов, а с другой — на развитие эпидота, клиноцоизита, цеолита, хлорита, кальцита, пирита и образование у рудных тел кварцевой фации с серицитом и даже с каолинитом и алунитом.

С 30-х гг. благодаря работам В. Н. Лодочникова по петрографии лав Армянского нагорья и Т. Като (Япония) стало ясно, что свежесть полевых шпатов в пропилитах обусловлена не неизменным первичным полевым шпатом, а псевдоморфозами замещения его альбитом или адуляром или тем и другим вместе. Так, А. И. Славская (1957) в специальной работе по околорудным изменениям показала на ряде ртутно-полиметаллических месторождений Закарпатья пропилитовое изменение рудовмещающих позднеэоценовых гранодиорит-порфиоров мелких вулканических штоков — изменение, выраженное развитием альбита, адуляра, эпидота, хлорита, переходящее к руде в позднее серицитовое и аргиллитовое изменение.

Интересно указание I. Treiber (1962) на пропилитизацию недислоцированных третичных средних и основных лав в северной части гор Гургу (Трансильвания), переходящую в каолинизацию с образованием диаспора и кварцитов. В пропилитах указаны эпидот, хлорит, серицит.

В связи со ссылкой Д. С. Коржинского на работу Т. F. Ghitulescu, Sokolescu (1941) по геологии и минералогии Рудных гор (Monts Metallifere) автор знакомился с содержанием III части этой монографии¹, в которой выделены такие типы изменения третичных эффузивов, вмещающих руду: пропилитизация, серицитизация, эпидотизация, каолинизация и окварцевание. Было обнаружено, что Ghitulescu отмечает в пропилитах не только эпидот, но и альбит, часто сохраняющийся от полевого шпата, при серицитизации («Souvent il n'en reste intact, gu'une bande marginale d'albite»). Опыт изучения пропилитов, широкий обзор литературы, особенно трудов старшего поколения геологов (Блюма, А. А. Иностранцева, Н. Н. Смирнова, 1913 г.) убеждает в том, что везде, где в псевдоморфозах замещения указывается развитие эпидота в теле удивительно свежего первичного плагиоклаза, последний является почти всегда альбитом или олигоклаз-альбитом, т. е. вторичным минералом.

14. Из многих указаний на нахождение альбита и эпидота в пропилитизированных мезозойских и кайнозойских вулканических формациях на территории СССР приведем примеры из областей активного вулканизма — Камчатки и Курильских островов.

М. М. Василевский (1958) в неогеновой зоне вторичных кварцитов указывает такие сольфатарные изменения андезитов и дацитов: осернение, опализация → окварцевание, алунитизация и диккитизация с пиритом, а во внешней зоне — пропилитизация, для которой характерно развитие альбита, эпидота, хлорита, карбоната, пирита. Интересные данные приводит в своей работе С. И. Набоко (1962), в которой II том посвящен гидротермальному метаморфизму при вулканических процессах. В монографии имеются данные, несогласные с наблюдениями Д. С. Коржинского для этой области. Так, по скважинам в древнечетвертичных андезитах и дацитах Паужетского поля терм пропилитизация начинается с глубины 120—160 м после зоны аргиллизационной и характеризуется цеолитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, пиритом. На Налычевских термах пропилитизация с эпидотом и клиноцоизитом появляется также после зоны аргиллизационной на глубине 180 м.

Сводка данных, накопившихся за почти столетний период микроскопических наблюдений над глубинностью альбита + эпидота и пропилитизации в объеме, принятом автором, приводит к следующим выводам:

¹ Ознакомился по микрофильму, присланному из Болгарии Т. Г. Радоновой.

1. Образование эпидота и альбита происходит в широком интервале температур и давления, начинаясь с амфиболитовой фации регионального метаморфизма и поднимаясь до верхних горизонтов диагенетического изменения осадков.

2. Пропилитизация наблюдается как при послемагматических процессах интрузивного, так и экструзивного магматизма. Начинаясь от региональной фации зеленых сланцев, она достигает почти поверхности, перед которой исчезает альбит-эпидот-хлоритовая фация, а потом и безальбитовые, сменяющиеся аргиллитовым изменением, которое переходит в зоне циркуляции галоидно-сернокислых терм в фации вторичных кварцитов-опалитов.

Если рассматривать пропилиты как рудоносную минеральную формацию и в то же время ограничивать ее двумя минеральными ступенями: актинолит-эпидот-альбитовой и эпидот-хлорит-альбитовой с обязательным пиритом, тогда такие пропилиты нетрудно смешать с породами аналогичного состава, но иных геологических условий образования: продуктами зеленокаменного перерождения, зелеными сланцами и даже со спилитами. Может быть, отмеченная Д. С. Коржинским интенсивная среднетемпературная пропилитизация, окружающая месторождения вторичных кварцитов на Урале и в Казахстане, относится к проявлениям зеленых сланцев и зеленокаменного перерождения, вероятность нахождения которых по всему разрезу палеозоя вплоть до горизонтов фузарольно-сульфатных изменений больше, чем в разрезах вулканических формаций кайнозоя.

Пропилиты указанных ступеней легко смешать с аналогичными по составу региональными формациями, если придерживаться мнения, что они также региональное явление (Коржинский, 1955) — продукты регионального послемагматического метасоматоза. Такие пропилиты лишены главного: органически связанных с ним внутренних безальбитовых ступеней (кварц-серицитовой и пр.) с обязательным пиритом, за которыми следует руда и которые старые исследователи (Lazarevič, 1913) относили к стадии продвинутого пропилитового изменения.

Пропилиты подобно другим околорудным метасоматическим формациям (скарнам, грейzenам и др.) не имеют смысла без своих внутренних ступеней, связанных с внешними. Автор не представляет, например, вторичные кварциты только в объеме внешней серицит-кварцевой ступени, потому что она присуща другим метасоматическим формациям — отражает космополитичность, а не специфичность условий образования, характеризующих особенность процесса.

Известно, что зональность метасоматических изменений при послемагматических процессах наиболее изучена в горизонтальном направлении, а не в вертикальном. О горизонтальной зональности опубликованы многочисленные часто тщательно изученные примеры и притом не только в пределах какой-либо одной формации, но кое-где и в комплексе ассоциированных формаций. По вертикальной зональности опубликовано меньше данных, к тому же они констатируют не глубину изменения, а его разведанную глубину. Неудивительно, что когда геологи касаются вертикальной зоны околорудных изменений, они не приводят цифр глубинности, а если и приводят, то только для самой верхней зоны — зоны вулканических процессов.

Ввиду возросшего интереса к продуктам околорудного метасоматоза, неполноты и несовершенства¹ предложенных схем глубинности и

¹ В схеме С. П. Соловьева (1959) отсутствуют карбонатиты и гидротермальные аргиллиты, а пропилиты показаны выше березитов и вторичных кварцитов. В классификации метаморфических пород Н. П. Семенов (1960) аргиллиты, пропилиты и вторичные кварциты отнесены к низкотемпературной подгруппе «гидротермалитов» — пропилитам, входящим в группу крупнокристаллических (!) безполевошпатовых пород. В работе Ф. И. Вольсона (1962) отсутствуют важнейшие формации: пропилиты, вторичные кварциты и гидротермальные аргиллиты.

систематики их автор считает необходимым высказать в заключение статьи свое отношение к затронутым вопросам.

Опыт изучения разнообразных проявлений послемагматического метасоматоза, которым так или иначе сопутствует руда, приводит к следующей схеме глубинности формаций, их взаимосвязи и отношения



Рис. 89. Схема вертикальной зональности продуктов послемагматического метасоматоза

к эдуктам (рис. 89). Сохранив зоны-фаши глубинности Д. С. Коржинского (1961), указываем лишь главнейшие формации и их эдукты, а также рН формирования, взятые частично из наблюдений и проведенных экспериментов, а частично полученных теоретически. В схеме не показаны листовениты и березиты, потому что автор рассматривает их как минеральные фаши пропилитов (Наковник, 1954). Не указано так называемое кварц-полевошпатовое изменение, выделяемое в пропилитах, грейзенах, скарнах, а также альбитовое в грейзенах (Беус, 1960). Все эти изменения, характеризующиеся образованием альбита, адуляра (иногда совместно с кварцем) автор рассматривает как пропилитовое изменение, сопутствующее грейзенизации и скарнированию.

Формации расположены в горизонтальном направлении соответственно изменению среднего значения рН образования главнейших минералов, так как считаем этот признак более измеримым, прочным, чем температурный. По вертикали обозначена глубинность.

Из схемы видно, что повышение среднего значения рН отвечает, в общем, повышению основности эдуктов, о которой легко судить по среднему значению рН гидролиза главнейших минералов.

Формации располагаются в интервале 3—4 км, не считая мощности вулканических построек, дренируемых диатремами и подвергающихся

фумарольно-сульфатарным изменениям. Формации наивысшей основности (они же и наиболее полиминеральные и полиметалльные) распространяются глубже формаций наивысшей кислотности, особенно не отличаясь друг от друга глубиной верхних горизонтов. Наибольшая глубинность в этом неглубоком поясе, если исключить слабо изученные карбонатиты, соответствует, по-видимому, скарнам, состоящим преобладающе из безводных силикатов Ca, Mg, Fe, Mn, Al, а наименьшая — аржиллитам и вторичным кварцитам-опалитам, характеризующимся главным образом водными силикатами, Al, сульфатом Al, окисью Ti, кварц-халцедон-опалом и наибольшей стерильностью от металлов, из которых в породе остаются только три металла: Ti, Fe и Al. Не так далеки от поверхности серпентиниты и карбонатиты, прослеженные на большую глубину и характеризующиеся: первые — гидросиликатами Ca и Mg и отчасти карбонатами Ca и Mg и вторые — необычайно высокой концентрацией CO₂. Карбонаты Ca, Mg, Fe, Mn и карбонаты и окислы редких земель являются особенностью последних. Эти химически противоположные члены ряда, т. е. вторичные кварциты — аржиллиты — грейзены, а с другой стороны, карбонатиты — серпентиниты противоположны и геологически. Совместное развитие их, подобное установленному для левых членов ряда начиная с пропицитов, еще никем не наблюдалось.

Такое размещение формаций определяется составом изменяемых пород, глубинностью, точнее типом магматизма и составом магмы, поскольку между экструзивным и интрузивным магматизмом и между кислыми и основными магмами существует различие в составе и объеме выделений: кислые магмы и экструзивные процессы характеризуются более значительными выделениями H₂O, CO₂ и соединений S и более разнообразным составом выделений, чем основные магмы и интрузивные процессы.

Наиболее активно изменение пород происходит в верхней зоне, в которой благодаря высокой пористости и трещиноватости обеспечивается относительно свободная циркуляция кислорода и породы обогащены подземными водами, которые становятся гидротермальными растворами (Набоко, 1962) под действием высокой температуры поднимающейся магмы. Весьма возможно, что в послемагматический процесс вступают не столько ювенильно-магматические H₂O и CO₂, сера, галоиды, P и B, сколько извлеченные из вмещающих пород или даже вовлеченные в восходящий от магматического очага высокотемпературный газовый поток. Благодаря сильно окислительным условиям верхней зоны образуются концентрированные кислые растворы, выщелачивающие из пород все, кроме SiO₂ и TiO₂ или кроме K и Al₂O₃ или кроме Ca и SiO₂, или еще иначе в зависимости от pH раствора и его анионного состава.

Несмотря на то, что указанные проявления, характеризующие аржиллиты и вторичные кварцито-опалиты, противопоставляются комплексу щелочно-основных проявлений карбонатитовой формации, стоящей на другом полюсе послемагматических процессов, отличающихся не повышением кислотности растворов, а повышением щелочности (Коржинский, 1962), они до некоторой степени аналогичны и по высокой концентрации летучих и по связи с вулканическими аппаратами: первые — с вулканами центрального типа и кисло-средней магмой, а вторые — с вулканами трещинно-платформенного типа и с базальтовой и щелочно-ультраосновной магмой. Эта аналогия, отмеченная впервые Ю. М. Шейнманом (1957), выдвигает (если карбонатиты метасоматические образования) неотложную задачу поисков ореолов переотложения, вынесенной при карбонатизации SiO₂, которые в сколько-нибудь заметном проявлении еще не установлены.

3. О терминологии вторичных кварцитов

Термин «вторичные кварциты» в настоящее время не принимается некоторыми геологами, которые считают этот термин «выдуманным», «неудобным», «неудачным», «не отвечающим существу предмета».

Обратимся к прошлому и посмотрим, когда и какие предлагались термины взамен термину «вторичные кварциты». Вот их перечень:

Термин	Автор и район	Год
„Ортокварциты“	П. Н. Чирвинский (Закавказье)	1914
„Казахиты“ („метакварциты“)	С. Ф. Машковцев (Казахстан)	1937
„Алюмокварциты“ („вторичные алюмо-кварциты“)	К. Н. Озеров (Казахстан)	1946
„Казахстас“	А. П. Егоров (Казахстан)	1946
„Алюмосилициты“ („алюмокремниты“)	В. П. Логинов (Урал)	1951

В содержание терминов авторы пытались вложить географический, минералогический, химико-минералогический и даже чисто химический признак.

Предложенные термины оказались недолговечными.

Если термин «вторичные кварциты» применяется теперь большинством геологов в том прогрессивном понимании, как это было предложено автором в 30-х годах, т. е. в смысле «алюмокварцитов», то в Казахстане нет согласованности в применении термина. Значительная часть геологов «не петрографического направления» называет вторичными кварцитами, следуя Кассину, любые гипогенно-окварцованные породы, тогда как геологи «петрографического направления» и геологи-разведчики называют вторичные кварциты в узком понимании.

Немногие геологи применяют новые названия: «алюмокварциты» и «алюмосилициты». Рассмотрим сначала «алюмосилицит» («алюмокремнит») — термин, предложенный в 1951 г. В. П. Логиновым, долго изучавшим вторичные кварциты Среднего Урала, и познакомимся с его критикой старого термина.

В. П. Логинов начинает раздел о термине с того, что подчинение закономерностей минералогического состава метасоматических пород правилу фаз создает основу для более рациональной номенклатуры и классификации таких пород. Подчеркивая, что главная ассоциация парагенетической группы, слагающая почти весь объем данной породы, может быть положена в основу названия, Логинов упрекает прежних исследователей в том, что они не использовали этого простого признака.

В. П. Логинов выступает против термина «вторичные кварциты» как «родового» названия всего комплекса, называемого вторичными кварцитами. «Не трудно заметить, — говорит он, — что это название подходит по точному смыслу лишь к тем разновидностям, в составе которых породообразующий кварц существенно преобладает над остальными минералами. Как только мы переходим к породам аналогичного минералогического состава, но с количественно подчиненным кварцем, термин «вторичные кварциты» становится неудобным, как вызывающий представление, будто породы сложены преимущественно кварцем» (Логинов, 1951).

Отметим, что такие разности называют описательно по минеральному составу и добавляют «из комплекса вторичных кварцитов».

Надо заметить, что даже при подчиненном (45%) содержании кварца породы комплекса вторичных кварцитов все же имеют кварци-

товый облик, особенно, когда другие минералы тонкодисперсны и прорастают кварц, как это часто бывает в серицитовых, диккитовых и андалузитовых кварцитах. Если такие разности геологи и называли в поле вторичными кварцитами, то они поступали правильно, так как называли породу по внешнему облику.

Но, несмотря на отрицательное отношение к термину «вторичный кварцит», Логинов предлагает оставить этот термин в качестве видового названия для гипогенно-осветленных пород, сложенных резко преобладающим кварцем. Если не читать дальнейших высказываний Логинова, то можно подумать, что под резким преобладанием он имеет в виду содержание кварца 80—90%. Оказывается, это не так. «По аналогии с некоторыми количественными минералогическими классификациями» он предлагает нижнюю границу, с которой надо называть породу «вторичными кварцитами», всего лишь в 75% от объема ее, т. е. почти то же содержание, которое является типичным — средним для корундовой, андалузитовой, диаспоровой фаций (Наковник, 1947, стр. 144).

Таким образом, В. П. Логинов предложил для своего термина тот же признак, которым пользовались прежние исследователи, применяющие термин «вторичные кварциты» в качестве родового названия, стоит только посмотреть на таблицы в ранних и поздних работах (например 1947 г.), чтобы убедиться, что среднее содержание кварца во вторичных кварцитах от 55 до 90% в отдельных фациях.

В. П. Логинов уверяет, что именно это содержание кварца, т. е. 75%, легко определяется на глаз в прозрачных шлифах. Автор на основании большого опыта утверждает, что не только содержание кварца 75%, но и 65 и 55% легко определяется под микроскопом, если зерна кварца относительно крупны, т. е. в десятки и сотни миллиметров, как это обычно и бывает во вторичных кварцитах. Но если размеры зерен приближаются к 0,01 мм и меньше и притом прорастают тонкодисперсным серицитом, диккитом, андалузитом или топазом, то тогда и вооруженным глазом трудно и даже невозможно без специальных операций определить процентное содержание кварца. Такая порода даже с подчиненным кварцем внешне кажется кварцитовой.

Дальнейшие высказывания по терминологии В. П. Логинов посвящает мономинеральным высокоглиноземным разностям из комплекса вторичных кварцитов и своего нового, видового названия «вторичный кварцит» больше не касается. Таким образом, остается неясным, для каких кварцитов Логинов сохраняет термин «вторичные кварциты»: для монокварцитов или для кварцевой фации грейзенов, а может быть, для скарнов, пропицитов и других слабоизученных гипогенно-окварцованных пород?

Далее В. П. Логинов предлагает называть отдельные разновидности высокоглиноземных пород из комплекса вторичных кварцитов минералогическим термином с прибавлением слова «вторичный»: породы, состоящие существенно из диаспора, — «вторичные диаспориты» в отличие от просто «диаспоритов» из бокситов, а состоящие из корунда — «вторичные корундиты» в отличие от просто «корундитов» — плюмазитов. Породы же, состоящие из андалузита, зуннита, пирофиллита и т. д., Логинов предлагает называть минералогическим термином без добавления вторичный, поскольку пока неизвестны горные породы аналогичного минералогического состава, но иного происхождения. Такие породы известны: андалузитовые — из комплекса грейзенов с содержанием андалузита 80% (Захарова, 1956), жильные серицитовые породы — «серицитолиты» из пропицитового комплекса в Рудном Алтае (Курек, 1948), в Кляймексе (Butler и Vanderwilt, 1933) и др.

Отвергнув термин «вторичный кварцит» в качестве родового названия, В. П. Логинов считает, что для всего комплекса гипогенно-осветленных пород, связанных с вторичными кварцитами, необходим нейтральный

термин по аналогии со скарном, грейзеном и т. п. В. П. Логинов согласен с термином «казахит», предложенным Машковцевым, но возражает против термина Озерова «алюмокварцит», считая что этот термин вызывает представление о высоком содержании кварца и состоит из двух разнородных корней. В заключение он предлагает «алюмосилицит» или «алюмокремнит», так как любой из них указывает на широкую вариацию в породах соотношения кремния и алюминия безотносительно к их минеральной форме.

Из дальнейшего изложения и заключения неясно, предлагает ли Логинов эти термины только для «алюмокварцитов» или для любой геолого-генетической группы с широкой вариацией соотношения Al и Si, потому что он считает, что классификация алюмосилицитов по геологическим условиям формирования вряд ли возможна на данном этапе изучения.

Таким образом, В. П. Логиновым предложен чисто химический термин и оставлена широкая возможность для обозначения им других гипогенно-осветленных пород с широкой вариацией Si и Al безотносительно к их минеральной форме, например грейзенов. С одинаковым успехом этот термин можно применить к пропилитам, аргиллитам и даже гнейсам, гранитам и т. п.

Автор данного труда считает термин, предложенный В. П. Логиновым, неудачным для вторичных кварцитов хотя бы потому, что «алюмосилицит», «алюмокремнит» совершенно не подходят к широко распространенной кварцевой фации вторичных кварцитов — монокварцитах, не говоря уже о серных и других кварцитах, выявившихся за последнее десятилетие.

Теперь перейдем к термину «вторичный алюмокварцит» или сокращенно — «алюмокварцит», предложенному К. Н. Озеровым в 1946 г. в результате длительного изучения вторичных кварцитов Казахстана и Средней Азии. Причиной, побудившей Озерова выдвинуть новый термин, явилась путаница с применением старого термина: одни геологи называли вторичными кварцитами любые окварцованные породы, другие же — только в узком смысле, с характерными глиноземными минералами.

К. Н. Озеров задался целью более полно отразить в термине основные признаки вторичных кварцитов: минералогический, химический и геологический — метаморфическую природу комплекса. Последнюю он выразил словом «вторичные». Основные минеральные типы (виды) «вторичных алюмокварцитов» К. Н. Озеров обозначал добавлением к термину: «серцитовые», «алунитовые», «диккитовые» и т. д.

Автор данной работы не принимает термин «алюмокварцит», как не отражающий всю формацию, в которой значительную роль играют «монокварциты», гематитовые кварциты, рутиловые кварциты и, наконец, серные кварциты и кварцито-опалиты. На том же основании автор возражает и против термина «алюмосилициты».

Нельзя исключать из термина слово «кварцит», отражающее главную минералого-петрографическую особенность формации потому, что это слово напоминает о постоянстве и значительном содержании в породах кварца и о том, что породы комплекса имеют кварцитовый облик. Возражения же, что во вторичных кварцитах имеются моно- и полиминеральные высокоглиноземные породы: алунитовые, диккитовые, пирофиллито-диаспоровые, корундо-андалузито-пирофиллитовые и т. п. — несерьезны, так как такие породы называют породой или рудой по минеральному составу с пояснением: «из комплекса вторичных кварцитов».

Добавление слова «вторичный» к основному термину «кварцит» свидетельствует о метаморфической природе вторичных кварцитов. Это слово можно было бы заменить короткой приставкой «мета», как сле-

лал Машковцев (1937), если бы условились понимать ее как символ гидротермального метаморфизма, добавляемый к термину «породы», состоящей из «вторичных» минералов.

С 1960 г. Д. С. Коржинский (1960 и 1961) стал называть вторичные кварциты гидротермальными кварцитами. Кажется, он применил этот термин с целью показать, что вторичные кварциты не формация, не закономерный комплекс минеральных фаций, потому что гидротермальное окварцевание — «кварцевая фация» — наблюдается и в грейзенах, и в пропилитах, и даже в скарнах и серпентинитах, не говоря уже о джаспероидах.

Конечно, наиболее удачным был бы термин территориальный вроде «казахиты» или «сарыаркиты» («сары-арка» — так казахи называют мелкогорную степную родину — Центральный Казахстан). Первый и второй термины были отвергнуты казахстанскими геологами.

Геологи, применяющие термин «вторичные кварциты» в смысле вообще окварцованных пород, не принимают нового содержания, которое вошло с 30-х годов. Основываясь на формальном признаке «кварц», они отстаивают примитивное понимание, вместо того чтобы обширную группу окварцованных пород называть термином «метасоматические кварциты», какими они по существу являются и куда входит формация вторичных кварцитов.

ПЕРЕЧЕНЬ
ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ
КАЗАХСТАНА
С УКАЗАНИЕМ ИХ РАСПОЛОЖЕНИЯ,
ПЛОЩАДЕЙ, МИНЕРАЛЬНЫХ ТИПОВ
И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Составлен в 1958 г.
(Н. И. Наковник, ВСЕГЕИ)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Графа 1: Параллели показаны через дробь $\frac{51}{50}$

Графа 2: Числитель обозначает площадь массива, знаменатель — вторичных кварцитов
буква „P“ обозначает разведывавшиеся массивы

Графа 3: Черта под годом литературной ссылки обозначает опубликованную работу
Исходные породы вторичных кварцитов
≈ вулканические — лавы, туфы и брекчии (преобладающе кислые).
+ интрузивные — почти исключительно порфиридные или мелкозернистые
и притом кислые

Графа 4: (Минеральные типы и неметаллические руды)

||| Примерное соотношение площадей развития минеральных типов вторичных кварцитов в данном массиве

□□ — То же, со значительной минерализацией, позволяющей считать массив месторождением

□□ — То же, крупнейшие месторождения

Буквы под вертикальными черточками и столбиками обозначают главный после кварца — ведущий минерал типа, а буквы над ними — важнейшие минералы — примеси.

Q - кварц	Pz - пирофиллит	Z - зуннит
Co - корунд	Sr - серицит	Dm - дюртютерит
Al - андалузит	Ba - барит	Gm - гематит
Ds - диаспор	Ms - мусковит	Lz - лазулит
Al - алунит	Tp - топаз	Il - ильменит
Dk - дикиит	Tr - турмалин	Rt - рутил

Значки под минеральными типами

... — Очень небольшие мономинеральные („рудные“) тела: желваки и жилки

■ — Небольшие мономинеральные („рудные“): гнезда, жилы, залежи, линзы

■ — Большие мономинеральные („рудные“) тела

Графа 5: („Металлические руды“)

Cu, Mo	}	рудопоявления
Pb, Zn		
Au, Ni		
Sn, Co		
Ti, Fe		

|| — Cu — небольшое месторождение

□□ — Среднее — „ —

□□ — Крупное — „ —

Графа 6: („Супергенная минерализация“)

$\frac{Fe}{2}$ — лимонитовое поле
км²

$\frac{Kl}{1}$ — каолиновое поле
км²

$\frac{Jar}{0,006}$ — ярозитовое поле
км²

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
72 $\frac{51}{50}$ 73	$\frac{0,5}{0,5}$	≈ <u>КЫЗ-ЕМЧИК</u> Марков П.1936, Кель Т.1936	 a Ds Ds Dk Sr Ds		
"	$\frac{6}{3,2}$	≈ <u>ДЖАУР</u> (к западу от ст.Нуринская) Марков П.1936, Годован С.1935	 a Al Dk Sr Ba Dk		
"	$\frac{15}{1}$	≈ <u>САРМИСАК</u> Марков П.1936	 a Al Dk Sr Tr Tr		
73 $\frac{51}{50}$ 74	$\frac{6}{3,2}$	≈ <u>КУУ-ЧЕКУ</u> Марков П.1936, Годован С.1935	 a Dk Sr Tr Tr	Cu	
"	$\frac{7}{4}$	≈ <u>БОТА-ГОРА</u> (группа из 3 массивов) Марков П.1936, Кель Т.1936	 a An Dk Sr Dk		
74 $\frac{51}{50}$ 75	$\frac{3}{2}$	≈ <u>УРЛЕК</u> (к северу от Семиз-Бугу) Квятковский Р., Марков П.1947	 a Sr Dk		
"	$\frac{2}{1}$	≈ <u>АШ-ШОКО</u> Марков П.1941	 a Al Dk Sr Dk		
"	$\frac{3}{1}$	≈ <u>ДЖИЛАНДА</u> (к северу от Семиз-Бугу) Марков П.1936	 a Dk Sr Dk		
"	$\frac{20}{13}$	≈ <u>Б. СЕМИЗ-БУГУ</u> Наковник Н. Русаков М. 1927, 1932, Озеров К. 1933, Меркурьев Н. 1936, Тригулов И. 1940, Квятковский Р. 1947	 a Co An Ds Al Dk Sr Ms Dk An Ds Al Dk Sr Ms		Fe
"	$\frac{30}{20}$	≈ <u>М. СЕМИЗ-БУГУ</u> Ваганов М. 1928	 a An Al Dk Pf Sr Z		Fe I

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
70 $\frac{50}{49}$ 71	$\frac{3}{1}$	≈ АМАН-ТАУ Марков П. 1938	Q Ds Al Dk Sr		
71 $\frac{50}{49}$ 72	$\frac{35}{6}$	≈ УШ-КАГЫЛ Быховер Н. 1936	Q Sr Dm	Tr Tr Zn	
"	$\frac{60}{16}$	≈ ДЖАКСЫ-КАРТ Быховер Н. 1936	Q Ds Sr		
"	$\frac{16}{2}$	≈ ДЖАМАН-КАРТ Быховер Н. 1936	Q Co Al Sr		
72 $\frac{50}{49}$ 73	$\frac{8}{3,2}$	≈ ДЖИЛАНДЫ Быховер Н. 1936	Q Ds Dk Sr Tr		К1
"	$\frac{7}{1}$	≈ КУЯНДЫ Марков П. 1936	Q Ds Al Dk		
"	$\frac{2}{1}$	≈ ИТАЗУ Марков П. 1936	Q Dk		
"	$\frac{18}{3,2}$	≈ ДЖИЛЬ-МАЙЯ Быховер Н. 1936, Марков П. 1936	 Ds Al Dk Sr		
"	$\frac{9}{2}$	≈ МАЛАЯ ДЖИЛЬ-МАЙЯ Быховер Н. 1936	Q Sr Dm		
73 $\frac{50}{49}$ 74	$\frac{5}{1,5}$ р.	≈ СУРАН Марков П. 1936, Кель Т. 1936	Q Ds Al Pf Sr		

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл.руды	Металл.руды	Супергенная минерализ.
73 $\frac{50}{49}$ 74	$\frac{10}{2}$	<p>≈</p> <p>КУУ-ЧЕКУ (к ю-з от Спасского) Марков П. 1937</p>	<p>Q </p> <p>Al Ds Al Sr</p> <p>Gm</p>		
"	$\frac{2}{15}$	<p>≈</p> <p>ТЮЛЬКУЛЮ Марков П. 1937</p>	<p>Q </p> <p>Al Sr</p>		
"	$\frac{5}{2}$ р.	<p>≈</p> <p>КОС-МУРУН и МОНАЙТАУ Годован С. 1936, Деонисьяк Н. 1941, Чолпанкулов Т. 1942</p>	<p>Q </p> <p>Ds Al Dk Sr</p> <p>Ds Al</p>		
"	$\frac{1}{15}$ р.	<p>≈</p> <p>СПАССКОЕ Васильев А. 1952</p>	<p>Q </p> <p>Al Pf Sr</p>		
74 $\frac{50}{49}$ 75	$\frac{15}{07}$	<p>≈</p> <p>ДЖУСАЛЫ (к югу от Семиз-Бугу) Марков П. 1936, Русаков М. 1925</p>	<p>Q </p> <p>Ds Al Sr</p>	Cu	
"	$\frac{15}{1}$	<p>≈</p> <p>КОС-ЧЕКУ (к ю-з от Семиз-Бугу) Марков П. 1936-1941</p>	<p>Q </p> <p>Al Sr</p>		
75 $\frac{50}{49}$ 76	$\frac{15}{06}$	<p>≈</p> <p>ЧОЛАК Ерджанов К. 1937, 1945, Куликов П. 1950, Поляков И. 1949</p>	<p>Q </p> <p>Al Sr</p>	Cu Pb	
76 $\frac{50}{49}$ 77	$\frac{1}{07}$	<p>≈</p> <p>ДЖИЛАН-ТЮБЕ Марков П. 1939</p>	<p>Q </p> <p>Dk</p>		
"	$\frac{80}{31}$	<p>≈</p> <p>УЛЬКУН и БАЛА-БЕРКУТЫ Ерджанов К. 1937, 1945</p>	<p>Q </p> <p>Ds Al Sr</p> <p>Al Ds</p>		Fe
78 $\frac{50}{49}$ 79	$\frac{50}{32}$	<p>≈</p> <p>ЧУНАЙ Коптев-Дворников В. 1937</p>	<p>Q </p> <p>Ds Al Sr</p> <p>Gm</p>		

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{49}{48}$ 75	$\frac{27}{15}$	≈ КОШАН-СОРАН Осипов А. 1936, Марков П. 1938, 1940	Q Co An $\begin{matrix} \\ \dots \\ Al \end{matrix}$	Co An Ds Sr Tr	
"	$\frac{12}{0,5}$	≈ ТЮРЕ-ЧЕКУ Марков П. 1938	Q An Ds Al	Ds Sr	
"	$\frac{10}{8}$	≈ ДЖАЛПАК-КАИН Марков П. 1938	Q Ds Al	Z Sr Tr	
"	$\frac{17}{0,5}$	≈ КЫЗЫЛ-ЧЕКУ (к с-в от Джалпак-Кайна) Марков П. 1938	Q	Sr	
"	$\frac{0,4}{0,3}$	≈ БАЙКОНДЫ-КЫЗЫЛ Осипов А. 1936, Марков П. 1938, 1942	Q Co An Ms	An Sr	
"	$\frac{30}{3,5}$	≈ КЫЗЫЛ-ТАС (восточная окраина) Марков П. 1937	Q Co Ds Al	Z An Sr	
"	$\frac{20}{8}$ р	≈ ДЖУСАЛЫ (у Актогая) Петров Н. 1940, Осипов А. 1936 Марков П. 1938, 1940	Q Ds $\begin{matrix} \\ \dots \\ Al \end{matrix}$	Ds Sr	
"	$\frac{1}{1}$	≈ ШАТЫРША Осипов А. 1936, Марков П. 1938, 1940	Q Ds Al	Z Sr	
"	$\frac{1}{0,5}$	≈ КАРА-ЧЕКУ (к северу от Ак-Тогай) Ерджанов К. 1945	Q An	Sr	
"	$\frac{40}{10,2}$ р	≈ ЖИЛАНДЫ Петров Н. 1940, Ерджанов К. 1945	Q $\begin{matrix} \\ \dots \\ Ds \end{matrix}$ Al $\begin{matrix} \\ \dots \\ Dk \end{matrix}$	Sr	Fe

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{49}{48}$ 75	$\frac{1}{1}$	<u>КУ-ЕМЧИК</u> Годован С.1936	 Q Al		
"	$\frac{3}{15}$	<u>АК-ЧЕКУ</u> Марков П.1938	 Q Ds Sr Dm		
"	$\frac{18}{10}$	<u>ДЖУСАЛЫ</u> (к ю-з от Каргалы) Осипов А.1936, Марков П.1938, 1940, Годован С.1936	 Q Ds Al Sr Алюминтовый песок в долине и русле реки!		
"	$\frac{3}{25}$	<u>АЙДАГАРЛЫ</u> Осипов А.1936, Марков П.1938, 1940	 Q Ds Al Sr		
"	$\frac{6}{4}$	<u>БОЛ КАРГАЛЫ</u> Осипов А.1936, Марков П.1938, 1940	 Q Co Ds Al Sr	Cu	Fe
"	$\frac{10}{5}$	<u>МАЛ. КАРГАЛЫ</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	 Q Ds Al Sr		
"	$\frac{7}{4}$	<u>ДЖАРТАС</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	 Q Ds Sr		
"	$\frac{35}{15}$	<u>ДЖАНАЛЫ</u> Осипов А.1936, Марков П.1938, 1940	 Q An Ds Al Sr Tr		
"	$\frac{0,7}{0,4}$	<u>АЙСА</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	 Q Al Sr		
"	$\frac{2}{15}$	<u>КЫЗЫЛ-СУРАН</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	 Q Al		

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Сульфидная минерализ.
74 $\frac{49}{48}$ 75	$\frac{16}{1}$	≈ САРЖАЛ Осипов А.1936, Марков П.1938	 Q	 Sr Sm	
"	$\frac{6}{35}$	≈ + КУРПЕТАЙ Петров Н.1940, Осипов А.1936, Марков П.1938, 1940	 Q An Al	 Sr Dm An	
"	$\frac{12}{02}$	≈ + ЧОКПАРТАС Ерджанов К.1940, 1945	 Q Al Ds	Lz Gm Rt Il Tl	
"	$\frac{72}{25}$	≈ НУРТАЙ Петров Н.1940, Марков П.1938	 Q An Ds	Dm Sr Dm ΔΔ Cu Mo Pb	
"	$\frac{08}{03}$	≈ ДЖИЛАНЧИК Осипов А.1936, Марков П.1938	 Q	An Sr	
"	$\frac{35}{15}$	≈ КОС-ЧЕКУ (к ю-з от Ак-Тогаля). Марков П.1938	 Q	Ds An Ds Cr	
"	$\frac{2}{1}$	≈ АЙ-ДАЙ Осипов А.1936, Марков П.1938, 1940	 Q	Z Al Dk Sr	
"	$\frac{15}{1}$	≈ КИЙРА Марков П.1937	 Q	Z Sr	
"	$\frac{1}{07}$	≈ АЛЫСАЙ и ТЕРЕКТЫ Марков П.1937	 Q	 Al Dk Sr	
"	$\frac{1}{05}$	≈ АК-МАЙЯ Марков П.1937	 Q		

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
73 $\frac{49}{48}$ 74	$\frac{2}{1}$ р.	+ <u>ТОЛОГОЙ (ТУЛАГАЙ)</u> Осипов А.1936, Марков П.1938, Радченко И.1951, 1952, Великий А.1952, 1953, Бетехтин В.1956	q Грейзеновый тип?	Ms Sr Cu Mo Au Pb	
"	$\frac{20}{9}$	≈ <u>КАРА-ИРЕК</u> Осипов А.1936, Марков П.1940, Радченко И.1952	q An Ds Al Dk	Ds Tr Sr	Pb KI
"	$\frac{23}{15}$	≈ <u>КОС-ЧЕКУ</u> Осипов А.1936, Марков П.1940	q Al	Al Sr Tr	
"	$\frac{3}{1}$	≈ <u>СЕЛЬТЕЙ</u> Радченко И.1951	q	Sr	Cu
74 $\frac{49}{48}$ 75	$\frac{2}{1}$	≈ <u>АЛТУВАЙТ</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	q Co	Z Al Dk Ds Co Sr	
"	$\frac{05}{03}$	≈ <u>ДЖИЛАНЧИК</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	q	Tr Sr	
"	$\frac{2}{2}$	≈ <u>АКЧА-ТАУ</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	q An	An Tr Ms Sr	
"	$\frac{07}{02}$	≈ <u>КАРАБАС</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	q Al	Ds Sr	
"	$\frac{05}{04}$	≈ <u>АЛТЫН-САНДЫК</u> Осипов А.1936, Марков П.1938	q Co An	Co Ds Sr	
"	$\frac{2}{15}$	≈ <u>УШ-ТАГАН</u> Осипов А.1936, Годован С.1936, Марков П.1938, 1940	q Co An Ds Al	An Ds Sr	

Градусо-лист	Площадь массива ва вторичных кварцитов	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл.руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{49}{48}$ 75	$\frac{47}{5}$	<u>КУУ-ЧЕКУ</u> (Южный и северный к северу от Ак-Тогай) Марков П. 1938	 Q Sr	Cu	
"	$\frac{3}{2}$	<u>ТОЛУБАЙ</u> Марков П. 1937	 Q Ae Dk Sr		
"	$\frac{1,2}{0,3}$	<u>КАРГАН-ТАС</u> Осипов А. 1936, Марков П. 1938, Чолпан- кулов Т. 1952	 Q An Грейзеновый тип?	Cu	
"	$\frac{0,5}{0,5}$	<u>КУЯНЧИК</u> Чепчев Г. 1949	 Q Co An Ae		
"	$\frac{1}{1}$	<u>КАРАТОГАНБАЙ</u> (к с-з от Курлетая) Куликовский К. 1950	 Q An Dm		
"	$\frac{2}{3,2}$	<u>ДЖУНДЫ</u> Осипов А. 1936, Марков П. 1938	 Q Co An Ae Sr		
75 $\frac{49}{48}$ 76	$\frac{16}{4}$	<u>САРЫМБЕТ</u> Марков П. 1937	 Q Sr		
"	$\frac{10}{2}$	<u>ДЖУСАЛЫ-ЧЕКУ</u> Марков П. 1937	 Q Ds Ae Sr		
"	$\frac{0,6}{0,4}$	<u>НАИЗА-ЧЕКУ</u> Марков П. 1936, 1940, Наковник Н. 1940	 Ds Ae Sr		
"	$\frac{1,5}{0,5}$ P.	<u>АК-СОРАН</u> Петров Н. 1940, Марков П. 1936, Наков- ник Н. 1940, Беспалов В. 1949	 Q An Ds Sr Dm	Cu	

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
75 $\frac{49}{48}$ 76	$\frac{1}{1}$	≈ <u>УШ - КЫЗЫЛ</u> Петров Н. 1940	I Q An	An Sr	
"	$\frac{2}{1}$	≈ <u>КЫЗЫЛ-ДЖАР</u> Марков П. 1936	I Q	Al Dk Sr g	
"	$\frac{4}{2}$	≈ <u>БОСОГА</u> Марков П. 1936, Наковник Н. 1940	I Q Co An Ds Al	Dk Al Sr	
76 $\frac{49}{48}$ 77	$\frac{10}{2}$	≈ <u>КОШАН</u> Наковник Н. 1930, 1940, Марков П. 1936, 1940	I Q	Z Tr Al Dk Sr Tr	
"	$\frac{3}{2}$	≈ <u>КЫЗЫЛ</u> Марков П. 1936	I Q	Al Sr	
"	$\frac{4}{2,5}$	≈ <u>АК - ТАЙЛЯК</u> Наковник Н. 1930, 1940, Марков П. 1936, 1940	I Q	Al Sr	
"	$\frac{6}{2}$	≈ <u>УЛУКПАНЫН - КЫЗЫЛ</u> Марков П. 1936, Наковник Н. 1940	I Q	Al Sr	
"	$\frac{25}{4}$ P	≈ <u>КАЛАК - ТАС</u> Русаков М. 1928, 1932, Марков П. 1943, Петров Н. 1940, Пономарев Д. 1948	I Q	Ms Al Co Sr Dm	Sn
"	$\frac{30}{9}$	≈ <u>КЫЗЫЛ - КАНН и КЫЗЫЛ - СОРАН</u> (Из группы Калак-Тас) Петров Н. 1936, 1940	I Q	An Sr	
"	$\frac{200}{25}$	≈ горы <u>БЕС-ЧЕКУ</u> (группа из 7 массивов) Наковник Н. 1930, 1936, 1940, Петров Н. 1936, 1940, Ерджанов К. 1938, 1945, Беспалов 1949			

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
76 $\frac{49}{48}$ - 77	$\frac{20}{8}$	Южные массивы группы БЕС-ЧЕКУ „ЮЖНЫЙ“ Петров Н. 1936, 1940	Q An Al Sr Dm	Ap Sr Dm	Kl
”	$\frac{15}{10,5}$	„ЗАПАДНЫЙ“ Петров Н. 1936, 1940	Q An Al Sr Dm	Ap Sr Dm	
”	$\frac{10}{4}$	„СРЕДНИЙ“ Петров Н. 1936, 1940	Q An Sr	Ap Sr	
”	$\frac{3}{1,5}$	Северные массивы ШАТЫР-ЧЕКУ Наковник Н. 1936, Петров Н. 1940 Ерджанов К. 1945	Q An Ds Al Sr	Tr Sr Cu	
”	$\frac{2}{1}$ Р.	+ КАИНДЫ-ЧЕКУ Наковник Н. 1930, 1936, Галанович И. 1931, Беспалов В. 1953, 1954, Ерджанов К. 1938, Степанов А. 1949	Q An Sr Ms Cu Mo Au	Sr Cu Mo Au	Kl
”	$\frac{2}{1}$	БЕС-ЧЕКУ Наковник Н. 1936, Петров Н. 1940, Ерджанов К. 1945	Q Ca An Ds Ds Ms An Ms	An Ms	
”	$\frac{15}{5}$ Р.	КАРА-ЧЕКУ Наковник Н. 1930, 1936, Галанович И. 1931, Беспалов В. 1949, 1954, Маренчев А. 1953	Q An Dk Sr Cu Pb	Fe 2	
”	$\frac{2,5}{1}$	АЙДАРЛЫ Марков П. 1936.	Q Al		
”	$\frac{2}{1}$	ИТ-КУЛЬ Наковник Н. 1930, 1936	Q An Ds Al		
”	$\frac{30}{3,5}$	+ Группа массивов УШ-КАИН Наковник Н. 1930, 1936	Q Sr	Cu	

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды.	Металл. руды.	Супергенная минерализ.
77 $\frac{49}{48}$ 78	$\frac{70}{30,2}$	~ <u>ДЖАУР (Улькун-Джар)</u> Наковник Н. 1926, 1930, 1936, Ерджанов К. 1945, Тихонов П. 1951, Марков П. 1936	Q Co Sr An Ds Al	Mo Zn Cu Pb	$\frac{Fe}{2}$ Kl
"	$\frac{15}{5}$	~ <u>КОНУС-ЧЕКУ</u> Ерджанов К. 1938	Q Sr Ds Al		
"	$\frac{18}{10,2}$	~ <u>ДЖОРГА</u> Наковник Н. 1926, 1936, Марков П. 1936 Тихонов П. 1951	Q Co Sr Al Dk		$\frac{Fe}{1}$ Kl
"	$\frac{0,5}{0,3}$	~ <u>КЫЗЫЛ-ЧЕКУ</u> Ерджанов К. 1939	Q An Al		
"	$\frac{3}{1}$	~ <u>УЛЬКУН-ДЖИЛАНДЫ</u> Ерджанов К. 1939	Q Sr Ds Al		
"	$\frac{1}{1}$	~ <u>ДЖУСАЛЫ</u> (к.с.в. от Джорги) Ерджанов К. 1939	Q Sr Al		
"	$\frac{1,5}{1}$	~ <u>ТУЛЬПАР</u> Марков П. 1936, Ерджанов К.	Q Pf Ds		
"	?	~ <u>ДЖАКСЫ БАС-ПАКАН</u> Дмитриевский В.С. 1949	Q	Zn Pb Ag	Fe
78 $\frac{49}{48}$ 79	$\frac{100}{10,5}$	~ <u>Группа массивов. БУГАЛЫ, ДЖАМАН-УРПЕК и БАЛА-УРПЕК</u> Ерджанов К. 1939, 1945	Q Al	Cu, Co, Mn	$\frac{Fe}{1}$

Градусо-лист	Площадь массива вторичных кварцитов	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
70 $\frac{48}{47}$ 71	$\frac{7}{3,2}$ Р	≈ <u>СЫМ-ТАС</u> Салов Н. 1940, 1941, Малявкин В. 1940, 1941	 Q Co An Ds Al Pf Sr 0,2р.		
"	$\frac{3}{3}$	≈ Продолжение <u>СЫМ-ТАСА</u> к Ю. В. Салов Н. 1941	 Q Ds Pf		
"	$\frac{3}{2}$	≈ <u>АЛТЫН-ЧЕКУ</u> Марков П. 1942	 Q Pf Sr 0,4р.		
"	$\frac{1}{1}$	≈ <u>СЕРКЕ-КРЫЛГАН</u> Марков П. 1942	 Q Al Sr		
"	$\frac{2}{1}$	≈ <u>Без названия (IV)</u> Марков П. 1942	 Q Sr		
73 $\frac{48}{47}$ 74	$\frac{6,5}{3,2}$ Р.	≈ <u>КАРАУЛ-ЧЕКУ</u> Марков П. 1938, 1940, Чолпанкулов Т. 1942 Деонисяк И. 1940	 Q Al Dc Sr		
"	$\frac{32}{10,5}$ Р	≈ <u>ШЕШЕНЬ-КАРА</u> Марков П. 1938, Малявкин В. 1938, 1942, Русаков М. 1957, Деонисяк И. 1940	 Q Co An Al Sr Cm		$\frac{Fe}{Kl}$
"	$\frac{20}{4}$	≈ <u>САРОБА</u> Марков П. 1938	 Q Sr		
"	$\frac{60}{24}$	≈ <u>ТАРАНКУДУК</u> Марков П. 1938	 Q Co An Al Sr		
74 $\frac{48}{47}$ 75	$\frac{0,5}{0,3}$	≈ <u>ДЖУДЖА</u> Осипов А. 1936, Марков П. 1937	 Q Ds Al Sr		

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{48}{47}$ 75	$\frac{7}{2}$	+ <u>КЫЗЫЛ-ДЖАЛІ</u> Марков П. 1938	 Q Co An Al Sr		$\frac{K1}{0,02}$
"	$\frac{1}{0,1}$	≈ <u>Без названия</u> Марков П. 1938	 Q Dk Sr		
"	$\frac{4}{1}$	≈ <u>САРЫ-КУЛЬДЖА</u> (к северу от Бектау-Ата) Марков П. 1938	 Al Dk		
"	$\frac{1}{0,2}$	≈ <u>Без названия (XIII)</u> (к северу от Бектау-Ата) Марков П. 1938	 Q Dk Sr		
"	$\frac{4}{0,1}$	≈ <u>КАРА-ЧЕКУ</u> Марков П. 1938	 Q An Sr Dm		
"	$\frac{0,5}{0,2}$	≈ <u>МОЛДЫБАЙ</u> Ерджанов К. 1937	 Q Al Dk		<u>Fe</u>
"	$\frac{2}{0,6}$	≈ <u>ТЕЛЕМЕС</u> Асташенко К. 1937, Наковник Н. 1940	 Q An Sr		
"	$\frac{36}{5}$	≈ <u>Группа ИТ-ПАЙ</u> <u>УШ-ТЮБЕ</u> Асташенко К. 1937	 Q Co An Ds Al		
"	?	≈ <u>Без названия (XII)</u> (к с-в от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938	 Q Sr		
"	$\frac{13}{0,2}$	≈ <u>Без названия (XIII)</u> (к с-в от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938	 Q Sr		

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{48}{47}$ 75	$\frac{2}{0,6}$	≈ <u>Без названия (VII)</u> (к ю-з от Бектау-Ата), Асташенко К. 1938	 Q An Ds Al Sr Gm		
"	$\frac{1,2}{0,3}$	≈ <u>Без названия (VIII)</u> (к югу от Бектау-Ата)	 Q	 Sr	
"	$\frac{1}{1}$	≈ <u>Без названия</u> (к западу от Бектау-Ата)	 Q	 Sr	
"	$\frac{3}{1}$ Р.	+ <u>КУДАЙ-МЕНДЫ (VI)</u> (к югу от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938, Малявкин В. 1940, 1941	Δ Δ Q Co An Ds	An Sr	
"	$\frac{4,7}{1,7}$ Р.	≈ <u>БОРЛЫ Б. СЕВЕРНЫЕ</u> Асташенко К. 1938, Малявкин В. 1940, 1941	Δ Δ Q Co An Ds Al	An Ds Co Sr Gm	
"	$\frac{7,5}{1,5}$ Р.	≈ <u>БОРЛЫ Б. ЮЖНЫЕ</u> Асташенко К. 1938, Малявкин В. 1940, 1941	Δ Δ Q Co An 0004M	An Sr Gm Fe	
"	$\frac{1}{0,2}$	≈ <u>БОРЛЫ II</u> Асташенко К. 1938	 Q Ds Al	Ds Sr	
"	$\frac{1}{0,2}$ Р.	+ <u>БОРЛЫ III</u> Асташенко К. 1938, Кайзер А. 1952	 Q	 Sr	 Cu Mo
"	$\frac{20}{5,2}$ Р.	+ <u>КАРАБАС</u> Русаков М. 1928, Большаков Н. 1951, Асташенко К. 1937	 Q Ds	Ds Z Tr Sr Z ...	 Cu Mo
"	$\frac{0,6}{0,4}$	≈ <u>ТОРТ-КУЛЬ</u> Асташенко К. 1937	Co An Q		KL

Градусо-лист	Площадь массива вторичных кварцитов	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{48}{47}$ 75	$\frac{5,5}{2}$ Р.	≈ <u>АК-ШОКО ЮЖНЫЙ</u> Асташенко К. 1937, 1938, Малявкин В. 1938	 Q Co An ..	 Sr Dm	
"	$\frac{0,7}{0,2}$	+ <u>КАРА-ТЕКЕ</u> Асташенко К. 1937	 Q Ds	An Tr Tr	Cu Pb K1
"	$\frac{0,7}{0,1}$	≈ <u>Без названия (IX)</u> (к ю.з. от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938		 Sr	
"	$\frac{2}{0,2}$ Р.	+ <u>Без названия (XIV)</u> (к ю.з. от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938, Малявкин В. 1940	 An Ds	Ds An Sr	
"	$\frac{0,7}{0,2}$	≈ <u>Без названия (XVII)</u>	 Q		
"	$\frac{2}{1}$	≈ <u>АК-ИРЕК</u> Марков П. 1937, Осипов А. 1938	 Q Al	Al Sr Z	
"	$\frac{0,4}{0,4}$	≈ <u>Без названия (X)</u> (к югу от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938	 Q Ds Al		
"	$\frac{1,2}{0,2}$	≈ <u>Без названия (XI)</u> (к югу от Бектау-Ата) Асташенко К. 1938	 Q Ds Al	Ds Sr	
"	$\frac{0,3}{0,1}$	≈ <u>Без названия (I)</u> (к с.з. от Карабаса) Асташенко К. 1938		 Sr	
"	$\frac{4}{0,5}$	≈ <u>ЖАНЕТ</u> Буров В. 1956, Донских В, Наковник Н и Петрова Е. 1959	Al Al Co Cr An Co An Q Co An Ds Al Dm Cr Gt	U Ti	

Градусо-лист	Площадь массива ва вторичных кварцитов	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
75 $\frac{48}{47}$ 76	$\frac{4}{2}$	≈ <u>КОС-КЫЗЫЛ</u> Асташенко К. 1937, Наковник Н. 1930	 An	 Sr	
"	$\frac{1}{0,5}$	+ ≈ <u>ШОИНДЫ</u> Наковник Н. 1930, Асташенко К. 1937, Марков П. 1942	 Q Co An Ds		Cu Pb
"	$\frac{0,5}{0,2}$	≈ <u>АК-ЧОКУ</u> Асташенко К. 1937, Марков П. 1942	 Co An Ds	 Sr Dm	
"	$\frac{0,1}{0,1}$	≈ <u>КЕРЕГЕ-ТАС</u> Асташенко К. 1937	 Q	 Sr	
"	$\frac{0,6}{0,2}$	≈ <u>М. САРЫ-ОБА</u> Асташенко К. 1937.	 Q Ds	 Sr	
"	$\frac{0,7}{0,3}$	+ ≈ <u>Б. САРЫ-ОБА</u> Асташенко К. 1937	 Q An	 Sr	
"	$\frac{0,3}{0,2}$	≈ <u>КУЯНДЫ</u> Асташенко К. 1937	 An	 Sr	
76 $\frac{48}{47}$ 77	$\frac{2}{1}$	≈ <u>УЛЬКУН ТАБАК-КАЛГАН</u> Наковник Н. 1930, Ерджанов К. 1938, 1945	 Q Al		
"	$\frac{0,8}{0,3}$	≈ <u>КИШКЕНЕ ТАБАК-КАЛГАН</u> Наковник Н. 1930, Ерджанов К. 1945	 Q Al		
"	$\frac{0,5}{0,3}$	≈ <u>КОРСАК</u> Наковник Н. 1930	Q	Dk ...	

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
76 $\frac{48}{47}$ 77	$\frac{3}{0,5}$	≈ <u>АЯК-ТУВАЙТ</u> Наковник Н. 1930, Ерджанов К. 1945	 Q Al Sn Ba		Fe
"	$\frac{3}{2,5}$	≈ <u>БАС-ТУВАЙТ</u> Наковник Н. 1930, Ерджанов К. 1945	 Q Al Sr	Dk	
"	$\frac{2}{1}$	≈ <u>АК-ТАС</u> Наковник Н. 1930, Ерджанов К. 1938	 Q Al Sr		
77 $\frac{48}{47}$ 78	$\frac{1}{0,2}$	≈ Без названия (X) Ерджанов К. 1938	 Q Al		
"	$\frac{3}{1}$	≈ Без названия (XVIII) Ерджанов К. 1945	 Q Sr		
"	$\frac{2}{1}$	≈ <u>СЕРЕК</u> Наковник Н. 1930	 Q Sr		
"	$\frac{1,7}{0,7}$ р	≈ <u>БУРЛЮ</u> Ерджанов К. 1945, Малявкин В. 1939	 Q Co An Ds Sr	Al Ag W Mo Sn	
"	$\frac{0,6}{0,3}$	≈ <u>КАЙРАКТЫ</u> Ерджанов К. 1945, Малявкин В. 1939	 Q Co An Al Sr		
"	$\frac{1}{0,2}$	≈ Без названия (XVII) Ерджанов К. 1945	 Q Sr		
"	$\frac{1,5}{0,5}$	≈ Без названия (XI) Ерджанов К. 1945	 Q An Ds Al Sr	An Cu	Fe Zn 0,006

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды.	Супергенная минерализ.
77 $\frac{48}{47}$ 78	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>КУЛАН-УЙНАК</u> Наковник Н. 1930, Ерджанов К. 1945	 Q Al		
"	$\frac{4}{2}$	≈ <u>Без названия (XIX)</u> Ерджанов К. 1938, Беспалов В. 1951	Q Al	Рв Мо	
78 $\frac{48}{47}$ 79	$\frac{0,6}{0,6}$	≈ <u>БАЛА-ДЖИЛАНДЫ</u> Ерджанов К. 1938, 1945	 Q An Ds Dk		
"	$\frac{0,5}{0,3}$	≈ <u>Без названия (XV)</u> Ерджанов К. 1938, 1945	 Q An Al		
"	$\frac{0,8}{0,3}$ Р.	≈ <u>ДЖИЛАНДЫ</u> Ерджанов К. 1938, Малявкин В. 1939	 Q Co An Ds Al ...	An Em	
"	$\frac{0,2}{0,2}$	≈ <u>Без названия (XIV^a)</u> Ерджанов К. 1938	 Q		
79 $\frac{48}{47}$ 80	$\frac{2}{1}$	≈ <u>КУМЫС-КАЗЫК</u> Ерджанов К. 1939, 1945	 Q Co ...	Co Dk	
80 $\frac{48}{47}$ 81	$\frac{1}{1}$	≈ <u>КАРАУЛ-ТЮБЕ</u> Ерджанов К. 1939, 1945	 Q	Sr	
79 $\frac{50}{49}$ 80	$\frac{3}{1}$	≈ <u>САЛДЫР-ТЮБЕ</u> Коптев-Дворников В. 1937	 Q Co An	Co An Sr	
80 $\frac{50}{49}$ 81	$\frac{4}{2}$	≈ <u>МАЯ-ТАС</u> Никольский Н. 1958	 Q	Gm Gm Ds Al	Gm

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{47}{48}$ 75	$\frac{4}{1,5}$	≈ <u>КОК-ДОМБАК</u> Асташенко К. 1937, 1940	 Q At		$\frac{K1}{0,1}$
"	$\frac{6}{3}$ P.	≈ <u>КЕРЕГЕ-ТАС</u> Асташенко К. 1937, 1940	 Q At		$\frac{K1}{0,3}$
"	$\frac{0,5}{0,2}$	≈ <u>БЕС-ПАКАН</u> Асташенко К. 1937, 1940	 Q At Sr	Ds	$\frac{K1}{0,01}$
"	$\frac{3}{1}$	≈ <u>Без названия (XX)</u> Асташенко К. 1938, 1940	 Q An Sr	Ds An	
"	$\frac{2}{0,5}$	≈ <u>Без названия (XXI)</u> Асташенко К. 1938		An Sr	
"	$\frac{7}{2}$	≈ + <u>АК-ДЖАЛ</u> Асташенко К. 1938	 Q At Sr	Co Ds	K1
"	$\frac{1,5}{0,8}$	≈ <u>КЫЗЫЛ-ТАС</u> Асташенко К. 1938	 Q At		
"	$\frac{7,5}{3}$	≈ <u>Без названия (XXVI)</u> Асташенко К. 1938	 Q		
"	$\frac{1,5}{1}$	≈ <u>БЫР-КСЫ</u> Асташенко К. 1938	 Q Ds At Sr	Ds	
"	$\frac{120}{45}$	≈ + <u>ТАРГЫЛ</u> (группа из 5 массивов) Асташенко К. 1937, 1940. Чолпанкулов Т. 1949, Днарлов М. 1956	 Q Co An Ds At	Z Dk Sr	

Градусо-лист	Площадь массива в вторичных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер.ссылка	Минеральные типы и неметалл.руды	Металл.руды	Супергенная минерализ.
74 $\frac{47}{46}$ 75	$\frac{2}{1}$	≈ <u>БЕС-ОБА</u> (к северу от Торгыла)	 Q		
"	$\frac{9}{5,2}$ P	≈+ <u>КОУНРАД-МЕДНЫЙ</u> (северный) Русаков М. 1934, Наконник Н. 1937, Газизова К. 1957	□ Q Co An Ds 7м	An Sr Dm Cu Mo	Fe 0,3 Kl 2
"	$\frac{9}{5,3}$ P	≈+ <u>КОУНРАД-МЕДНЫЙ</u> (южный)	 Q An	 Sr Cu	Kl 2
"	$\frac{3}{1,2}$	≈ <u>БАЛА-СОКУРКОЙ</u> (Асташенко К. 1938)	Q Al		
"	$\frac{9}{6,5}$ P	≈ <u>СОКУРКОЙ</u> Русаков М. 1928, Асташенко К. 1941, Чолпанкулов Т. 1942	□ □ Q Al Dk =	Dk An Sr Cu	
74 $\frac{51}{50}$ 75	$\frac{3}{1,5}$	≈ <u>АЮЛЫ</u> (к ю-з от Семиз-Бугу) Марков П. 1936, Годован А. 1935	 Q Al Sr		
75 $\frac{51}{50}$ 76	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>ДЖИЛАНДЫ</u> Марков П. 1939	 Q Dk		
"	$\frac{1,5}{0,7}$	≈ <u>НАИЗА-КАРА</u> Марков П. 1939	 Q Sr		
"	$\frac{1,5}{1}$	≈ <u>КУЯНДЫ</u> Марков П. 1939	 Q Al Dk Sr		
"	$\frac{2,5}{8}$	≈ <u>УШ-КАГЫЛ</u> Марков П. 1947	Не обследован		

Градусо-лист	Площадь массива в восточных кварцитах	Название массива, кто, когда обследовал и литер. ссылка.	Минеральные типы и неметалл. руды	Металл. руды	Супергенная минерализ.
77 $\frac{45}{44}$ 78	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>АЧУ-ТАСТЫ</u> Тригулов И. 1942	 Q □ □ Al Дк ...		
"	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>КАРА-ЧЕКУ</u> Прокопенко, Тригулов И. 1942	 Q □ Дк ...		
78 $\frac{45}{44}$ 79	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>АРКАРЛЫ</u> Тригулов И. 1942	 Q □ Дк ...		
"	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>ДЖУРУН-САЙ</u> Тригулов И. 1942	 Q □ Дк ...		
79 $\frac{45}{44}$ 80	$\frac{12}{6}$ Р.	≈ Группа массивов <u>КАТУ-ТАУ</u> Тригулов И. 1942	 Q □ Al	□ Cu	
77 $\frac{44}{43}$ 78	$\frac{1}{0,5}$	≈ <u>КУЛАН-ТЮБЕ</u> Тригулов И. 1942	 Q □ □ Al Дк ...		
"	$\frac{1}{1}$	≈ <u>ЧУЛАК</u> Тригулов И. 1942	 Q □ Дк ...		

к таблице-перечню массивов вторичных кварцитов Казахстана

Необследованные массивы вторичных кварцитов по данным разных авторов (параллели показаны через дробь)

Градусо- лист	Количество	Градусо- лист	Количество	Градусо- лист	Количество
71 $\frac{52}{51}$ 72	2	75 $\frac{50}{49}$ 76	1	80 $\frac{49}{48}$ 81	2
73 $\frac{..}{..}$ 74	2	76 $\frac{..}{..}$ 77	3	70 $\frac{48}{47}$ 71	7
74 $\frac{..}{..}$ 75	2	78 $\frac{..}{..}$ 79	2	71 $\frac{..}{..}$ 72	12
74 $\frac{51}{50}$ 75	3	79 $\frac{..}{..}$ 80	1	73 $\frac{..}{..}$ 74	3
75 $\frac{..}{..}$ 76	2	69 $\frac{49}{48}$ 70	2	74 $\frac{..}{..}$ 75	25
69 $\frac{50}{49}$ 70	3	70 $\frac{..}{..}$ 71	2	75 $\frac{..}{..}$ 76	2
70 $\frac{..}{..}$ 71	5	73 $\frac{..}{..}$ 74	4	76 $\frac{..}{..}$ 77	10
71 $\frac{..}{..}$ 72	4	74 $\frac{..}{..}$ 75	11	77 $\frac{..}{..}$ 78	11
72 $\frac{..}{..}$ 73	1	75 $\frac{..}{..}$ 76	10	79 $\frac{..}{..}$ 80	4
73 $\frac{..}{..}$ 74	4	76 $\frac{..}{..}$ 77	17	73 $\frac{47}{46}$ 74	1
74 $\frac{..}{..}$ 75	6	77 $\frac{..}{..}$ 78	10	74 $\frac{..}{..}$ 75	2
		80 $\frac{50}{49}$ 81	1	78 $\frac{48}{47}$ 79	1

Всего 177 массивов

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В. Чирагидзорское месторождение серного колчедана. Баку, 1955.
- Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Таганалинской группы. Изд. АН Азерб. ССР, 1955.
- Алиев В. И. Вторичные кварциты и связанные с ними высокоглиноземные породы Чирагидзор-Таганалинского рудного поля. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1957а.
- Алиев В. И. Околорудные изменения в Чирагидзор-Таганалинском рудном поле. Тр. V научн. конферен. аспирантов АН Азерб. ССР, 1957б.
- Алиев В. И. Околорудные изменения рудовмещающих пород на колчеданных месторождениях Малого Кавказа (Азербайджанская часть). Тезисы докл. Первой Закавказской конференции молодых научн. сотр. институтов геол. наук АН Груз., Азерб. и Арм. ССР, 1958.
- Алиев В. И. О формировании колчеданных руд Чирагидзор-Таганалинского рудного поля. Изв. АН Азерб. ССР, № 1, 1959.
- Альжанов Т. М. О рудовмещающих породах месторождения Коктас-Джартас. Сб. научн. тр. Казах. горнометалл. ин-та, № 13, 1956.
- Альжанов Т. М. Ошибки разведки и оценки медного месторождения Коктас-Джартас. Всесоюзн. совещ. по методике разведки месторождений полезн. ископ. МГИОН СССР, 1957.
- Аскеров А. Г. Гидротермы Малого Кавказа. Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, № 6, 1956.
- Афанасьев Л. М. Геолого-петрографическое исследование изменений боковых пород колчеданных месторождений Красноуральска, Калаты и Дегтярки на Среднем Урале. Тр. МГРИ, т. IV, 1937.
- Асташенко К. И. Новый массив корундо-диомортьеритовых пород в Центральном Казахстане. Разведка недр, № 3, 1938.
- Асташенко К. И. Зуннит, зуннитовые породы и связанные с ними руды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1939а.
- Асташенко К. И., Молева В. А. Цуннит и цуннитовая порода Карабаса. Докл. АН СССР, т. 22, № 6, 1939б.
- Асташенко К. И. Вторичные кварциты Центрального Прибалхашья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1940.
- Асташенко К. И. Новые данные по геологии и петрографии главного андалузито-корундового тела месторождения Семиз-Бугу. Сов. геология, сб. 7, 1945.
- Базилевич А. С. Огнеупорные породы Акташского месторождения. Огнеупоры, № 1, 1940.
- Багратуни Е. Г., Грушевой В. Г., Русаков М. П. Агарак-медно-молибденовое месторождение в Армении. Закавказ. геол.-разв. трест, вып. 4, Тифлис, 1932.
- Барбот де Марни А. В. Колыбаш из юго-западных склонов Джунгарского Алатау. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 11, 1949.
- Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги. Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Белькова Л. Н. К вопросу о генезисе гидротермально-измененных пород Юго-Западного Алтая. Разведка и охрана недр, № 5, 1954.
- Белькова Л. Н. Гидротермально-измененные породы Бухтарминского района Рудного Алтая. Сб. научн.-техн. информ., № 1, 1955.
- Белькова Л. Н. О гидротермально-измененных породах Бухтарминского района. Тр. ВСЕГЕИ, т. 25, нов. сер., 1959.
- Белянкин Д. С., Веселовская М. М., Петров В. П. О сернисте вторичных кварцитов Коунрада. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 106, петрогр. сер., № 36, 1949.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Верхне-Атасуйского района. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана. Казах. геол. трест, вып. 2, 1938.

- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, 1954.
- Беспалов В. Ф. Гидротермально-измененные породы Джунгаро-Балхашской геологической провинции. Сов. геология, сб. 51, 1956а.
- Беспалов В. Ф. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали. Сов. геология, сб. 52, 1956б.
- Бетехтин А. Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных пород. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд. АН СССР, 1953.
- Бетехтин В. М. Гидротермальные кварциты Тулагайского массива. Сб. XI «Геология, горное дело, металлургия» (статьи студентов). Казах. горнометал. ин-т, 1956.
- Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богатырев А. С., Лубяных П. П. Проявление андалузита на Коунраде. Цвет. металлургия, № 20, 1941.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 41, 1961.
- Борсук Б. И., Яговкин В. И. Тектоника Центрального Казахстана. Мат-лы год. сессии ВСЕГЕИ по работам 1958 г., 1959.
- Борукаев Р. А., Кассин Н. Г. Бошекульское медное месторождение. Изв. ГГРУ, вып. 58, 1931.
- Ваганов М. И. Алмазно-буровые работы на Семиз-Бугу и Коктас-Джале в Киргизской степи летом 1926 г. Мат-лы общ. прикл. геол. Геол. ком., вып. 84, 1928.
- Василевский М. М. Зональность и рудная минерализация сольфатарно-измененных пород Быстринского района Камчатки. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, ч. 87, вып. 3, 1958.
- Василевский М. М. Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центральной Камчатской рудной зоне. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Василевский М. М. О критериях глубинности постмагматизма в Центральной Камчатской рудной зоне. Изв. АН СССР, сер. геол., т. 26, № 1, 1962.
- Венчугова М. С. Некоторые данные о распространении и количественных соотношениях магматических пород на территории Северо-Востока СССР, 1956.
- Власов Г. М. Четвертичные вулканы Северной Камчатки. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 12, 1956.
- Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958а.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Зональность измененных пород Среднего Камчатского хребта. Докл. АН СССР, т. 122, № 4, 1958б.
- Власов Г. М., Василевский М. М., Жегалов Ю. В. Геологические условия нахождения и особенности генезиса ртутных рудопроявлений Среднего Камчатского хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958в.
- Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. Сов. геология, № 5, 1958г.
- Власов Г. М. Вулканические серные месторождения Камчатки и Курильских островов. Мат-лы по исслед. хим. сырья Дальнего Востока. АН СССР, 1958д.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Среднего Камчатского хребта. Сб. «Проблемы вулканизма». Мат-лы к Первому Всесоюзн. вулканолог. совещ. 1959 г., АН Арм. ССР, Ереван, 1959а.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Геология и некоторые вопросы генезиса медно-молибденовых месторождений Среднего Камчатского хребта. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959б.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-тектонические районы Камчатки. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Среднем Камчатском хребте. Геохимия, № 7, 1961.
- Влодавец В. И. Вулканы Советского Союза. Гос. изд-во географ. литер., 1949.
- Влодавец В. И. Рассеянные элементы в вулканических продуктах. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958а.
- Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семьячинского района. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 15, 1958б.
- Водорезов Г. И. Описание Акмолинского и Еременьтауского градусо-листов Казахстана. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, вып. 3. Казах. геол. трест, 1938.
- Высоцкий Н. К. Геологические исследования в Киргизской степи и на Иртыше в 1894 г. Отчет о геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., вып. 1, С.-Пб., 1896.
- Газизова К. С. О некоторых особенностях геологии Коунрадского медного месторождения. Вест. АН Казах. ССР, № 3, 1948а.
- Газизова К. С. Структурно-геологические особенности медно-молибденового месторождения Коунрад. Автореферат кандид. диссерт. Геол. ин-т АН Казах. ССР, 1948б.

- Газизова К. С. Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад. АН Казах. ССР, Госгеолтехиздат, 1957.
- Газизова К. С., Русаков М. П. О фиброферрите из Коунрадского медного месторождения. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, т. 88, вып. 2, 1959.
- Глаголев А. А., Готман Я. Д. Опыт количественного опробования скважин Коунрадского меднорудного месторождения. Тр. Ин-та прикл. минерал., вып. 62, 1934.
- Глинка С. Ф. О каолиновых породах из окрестностей Каркаралинска. Зап. Минерал. об-ва, ч. 44, сообщ. 21, 1906.
- Глинка С. Ф. О двух горных породах с содержанием корунда и алунита. Сб. Минерал. кабин. Моск. ун-та, 1917.
- Глинка С. Ф. Корунд из окрестностей г. Каркаралинска, Минерал. сырье, № 1, 1926.
- Глинка С. Ф., Топольницкий П. К. Горные породы с содержанием диомортерита из урочища Сайлык в Туркестане. Минерал. сырье и цвет. металлы, № 4, 1929.
- Годлевский М. Н. Новые месторождения пирофиллита на Урале. Мат-лы ЦНИГРИ, петрограф. и минерал., сб. 2, 1933.
- Гоньшакова В. И. О зунните и зуннитсодержащих породах Чирагидзорского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.
- Горностаев Н. Н. Градус 50—51 с. ш.—45—49 в. д. (ОТП). Изв. Сибир. отд. Геол. ком., ч. 5, вып. 2, 1925.
- Горностаев Н. Н. Дифференцированный экстрезивный лакколлит Кыз-Емчич в горах Семей-Тау. Сб. «Геология Сибири», Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1933.
- Горох А. В. Метаколлоидные колчеданные руды Красногвардейского месторождения (Ср. Урал). Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 42, 1959.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. Докл. АН СССР, т. 106, № 4, 1956.
- Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 85, № 2, 1956а.
- Григорьев Д. П. Несколько замечаний о явлениях химического изменения минералов. Зап. Узбек. отдел. Всесоюз. минерал. об-ва, № 8, 1956б.
- Грушевой В. Г. и Озеров К. Н. Новые месторождения андалузита и диомортерита в Армении. Разведка недр, № 16, 1935.
- Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. Мат-лы ко II Всесоюз. петрограф. совещ. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». АН Уз. ССР, Ташкент, 1958.
- Диаров М. Минералогия и генезис вторичных кварцитов Северо-Восточного Прибалхашья. Сб. XI «Геология, горное дело, металлургия» (статьи студентов). Казах. горнометалл. ин-т, 1956.
- Донских В. В., Наковник Н. И., Петрова Е. В. Новое диомортерит-корунд-андалузитовое месторождение в Казахстане. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 88, вып. 5, 1959.
- Егоров А. П. О термине «казахит» (вторичные кварциты). Изв. Казах фил. АН СССР, сер. геол., вып. 8 (26), 1946.
- Ерджанов К. Н. Месторождение андалузитовых вторичных кварцитов Чокпартае. Изв. Казах. фил. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.
- Ерджанов К. Н. Вторичные кварциты юго-восточной части Центрального Казахстана. Казах. фил. АН СССР, Алма-Ата, 1945.
- Еремеев В. А. Агальматолит Тувы. Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 17, 1957.
- Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на прискарновых полях Западного Кармазара. Зап. Минерал. об-ва, ч. 85, вып. 3, 1956.
- Жуковский К. А. Месторождения пирофиллитовых сланцев УССР. Минерал. сырье, № 1, 1936.
- Заварицкий А. Н. Геохимический очерк медных руд на Урале. Тр. Геол. ком. 1927—1929.
- Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 60, № 2, 1931.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Авича на Камчатке и его состояние летом 1931 г. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1935.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 3, 1941.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматоз в Уральских колчеданных месторождениях. Сб. «Колчеданные месторождения Урала» под ред. А. Н. Заварицкого и В. П. Логинова, 1950.
- Заварицкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданное месторождение им. III Интернационала Сб. «Колчеданные месторождения Урала» под ред. А. Н. Заварицкого. АН СССР, 1950.
- Захарова Е. М. Об андалузитовых грейзенах района Дальнинского гранитного массива (Казахстан). Вестн. Моск. ун-та, № 2, 1956.

- Зотов П. П. О последовательности внедрения и возраста интрузивных пород Коунрадского района. Докл. АН СССР, т. 115, № 6, 1957.
- Зубрилина К. С. К минералогии агальматолитов Средней Азии. Тр. Среднеазиат. гос. ун-та, вып. 63, 1955.
- Зубрилина К. С. К петрографии алунитовых кварцитов Каржантау. Тр. Среднеазиат. гос. ун-та, вып. 102, 1958.
- Ицксон М. П. Андалузитсодержащие контактово-метасоматические породы с ледников Сангунтидон и Кийсар (Сев. Кавказ). Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, № 2, 1939.
- Иванов В. В. Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 12, 1956.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1959.
- Казанли Д. Н. Структуры Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрических и магнитных полей. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 20, 1955.
- Кассин Н. Г., Русаков М. П., Яговкин И. С. Медные месторождения Северо-Востока Казахстана. Полиметаллические месторождения Сев. Казахстана. Сб. «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР», Изд. Главного геол.-разв. упр., 1931.
- Кассин Н. Г., Борукаев Р. А. Бошекульское месторождение. Разведка недр, № 17, 1933.
- Кашкай М. А. Алунификация и каолинизация в Загликском месторождении. Азерб. фил. АН СССР, Баку, 1939.
- Кашкай М. А., Мамедов А. П. О контактово-метасоматических изменениях в среоле Даладагской интрузии (Азербайджан). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
- Кашкай М. А., Гуссейнов Ф. Г. К минералогии алунито-пиррофиллитового месторождения горы Кырвакар. Учен. зап. Азерб. ун-та, № 1, 1955.
- Кашкай М. А. Минералого-петрографическая характеристика колчеданов и вмещающих их вторичных кварцитов р-на Таганалы. Тр. Ин-та геол. наук АН Азерб. ССР, т. XVII, 1955.
- Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданного и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Сов. геология, сб. 50, 1956.
- Кашкай М. А., Алиев В. И. О гальках пирита и пиритизированных вторичных кварцитах из Чирагидзорского месторождения колчеданных руд. Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1957.
- Кашкай М. А. Пиррофиллиты. Сб. «Геология Азербайджана. Нерудные полезные ископаемые». АН Азерб. ССР, 1957.
- Кашкай М. А., Бабаев И. А. Минералогическая характеристика диаспора из алуниптага Дашкесанского района в Азербайджане. Докл. АН Азерб. ССР, № 1, 1962.
- Кваша Л. Г. О некоторых грубых пирокластических породах Левихи (Средний Урал). Сб. «Колчеданные месторождения Урала» под ред. акад. А. Н. Заварицкого. АН СССР, 1950.
- Керимов Г. И., Кашкай М. А. К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Таганалинской группы. Баку, 1955.
- Керимов Г. И., Селимханов Н. М. Вторичные кварциты. Сб. «Геология Азербайджана. Нерудные полезные ископаемые». АН Азерб. ССР, 1957.
- Керимов Г. И. Генезис Кедабской группы серноколчеданных месторождений. Сов. геология, № 9, 1958.
- Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабского рудного узла. Автореферат докт. диссер. АН Азерб. ССР, Баку, 1958.
- Киношито К. О генезисе месторождений Куромоно. Перевод Е. П. Заварицкой. Цветметиздат, 1932.
- Кирова Т. В. О некоторых вторичных кварцитах Рудного Алтая и химизме их образования. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXV, вып. 2, 1959.
- Козловская А. П. Пиррофиллитовые сланцы с. Збранок на Воляни. Минер. сырье, № 4, 1936.
- Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы. Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва, ч. 75, вып. 4, 1947.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», изд. 2-е. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, т. 122, № 2, 1958.
- Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. Докл. АН СССР, т. 133, № 5, 1960.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.

- Котляр В. Н., Кржечковский А. Геологический очерк Даралагезского уезда. Мат-лы по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.
- Котляр В. Н. Гюмушханское и Газминское полиметаллические месторождения в Армении. Тр. Главного геол.-разв. упр., вып. 31, 1931.
- Котляр В. Н. Амударское (Кысырское) месторождение алунитов в Советской Армении. Докл. АН Арм. ССР, № 3, 1945.
- Котульский В. К. Медные и полиметаллические месторождения Май-Каин в Киргизской степи. Мат-лы по общ. геол. филл. Геол. ком, вып. 85, 1928.
- Кудряшова В. И. Гидротермальный метаморфизм в связи с траппами среднего течения Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы Урала. АН СССР, 1939.
- Курек Н. Н. Секивовское месторождение огнеупорных глин. Тр. главного геол.-разв. упр., вып. 7, 1930.
- Курек Н. Н., Шилин Д. М. Вторичные кварциты Рудного Алтая. Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., № 5, 1940.
- Курек Н. Н. Серпентиниты Руддерских месторождений на Урале. Мат-лы ВСЕГЕИ. Полезн. ископ., сб. 4, 1948.
- Курицина Г. А. Гипогенный каолинит рудовмещающих пород Красноуральских колчеданных месторождений. Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 42, 1959.
- Лазаренко Э. Новые минералогические находки в метасоматических породах Закарпатья. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 13, 1959.
- Логинов В. П. Реликтовые гипогенные минералы в боковых породах Кабанского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, № 5, 1944.
- Логинов В. П. Зуннит и содержащие его горные породы Кабанского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.
- Логинов В. П. Геология Кабанских колчеданных месторождений и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. Сб. «Колчеданные месторождения Урала» под ред. А. Н. Заварицкого. АН СССР, 1950.
- Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 134, сер. рудн. месторож., № 15, 1951.
- Логинов В. П., Николаева. Находка гипогенного алуниита на Среднем Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.
- Магакьян И. Г. Металлогеническая карта мира. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Малхасян Э. Г., Лепеха Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля (юг Армении). Ереван, 1956.
- Маявкин С. Ф. Глины и каолины. Курс нерудных месторождений, под ред. П. М. Татарина, ч. 2. ОНТИ, 1935.
- Марков П. С. Алуниды Казахстана — новая база промышленного сырья. Сов. геология, № 10, 1939.
- Марков П. С. Алунит и алунитовые месторождения Восточного Казахстана. Мат-лы по геол. Центрального Казахстана. СОПС АН СССР, 1940.
- Матвеев В. Т., Соколова Е. А. Рutilсодержащие алюмосилициты. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР. РГУ Дальстроя, Магадан, вып. 9, 1955.
- Машковцев С. Ф. Петрология медного месторождения Коунрад. Пробл. сов. геол., № 7, 1934.
- Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 27, 1935.
- Машковцев С. Ф. Метакварциты — (казахиты). Тезисы докл. 17 сессии Международ. геол. конгресса. ОНТИ, 1937.
- Мачабели Г. А., Смирнов Г. М., Шубладзе Р. Л. Минералогические типы и генетические особенности пород Туманянского месторождения. Геол. сб. № 1, Кавказ. ин-т мин. сырья, 1959.
- Мовсеян С. А. Парагачайское месторождение андалузита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1939.
- Моор Г. Г. К петрологии траппов низовьев Нижней Тунгуски. Тр. Арктич. ин-та, т. 126, 1939.
- Мусин Р. А. О гидротермально-измененных породах медно-молибденового месторождения Калмакыр (Алмалык). Узб. геол. журн., № 2, 1959.
- Мухля К. А., Гукова В. Д. Молибденоносные вторичные кварциты Тулагая. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 4, 1958.
- Набоко С. И. Изменение пород в зонах активного вулканизма. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958а.
- Набоко С. И. Образование глин при поствулканических процессах. Мат-лы по геол., минер. и использованию глин в СССР. Докл. Межд. совещ. по глинам в 1958 г. в Брюсселе. АН СССР, 1958б.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1959.
- Набоко С. И. Послемагматические процессы в областях активного вулканизма. Автореферат докт. диссерт. Лабор. вулканологии АН СССР, Сиб. отд. АН СССР, 1962.

- Наковник Н. И., Янишевский Е. М., Николаев Н. И. К вопросу об изучении так называемых вторичных кварцитов Казахской степи. Изв. ВГРО, вып. 100, 1931.
- Наковник Н. И. Магнетитово-медные месторождения в Северо-Восточном Прибалхашье. Изв. Всесоюз. геол.-разв. отд., вып. 79, 1931.
- Наковник Н. И. Новые данные о так называемых вторичных кварцитах. Пробл. сов. геол., вып. 6, 1933.
- Наковник Н. И. Андалузит и корунд во вторичных кварцитах Казахстана. Минер. сырье, вып. 4, 1934а.
- Наковник Н. И. Коунрад и его вторичные кварциты. Пробл. сов. геол., вып. 4, 1934б.
- Наковник Н. И. Месторождение вольфрамита в окрестностях Коунрада. Редкие металлы, вып. 1, 1935а.
- Наковник Н. И. Проблемы новых руд в Казахской степи. Пробл. сов. геол., вып. 1, 1935б.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты и их руды. Тр. ЦНИГРИ, вып. 58, 1936а.
- Наковник Н. И. Коунрад и его андалузитовое оруденение. Пробл. сов. геол., вып. 11, 1936б.
- Наковник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. Изд. СОПС, АН СССР, 1937а.
- Наковник Н. И. Новый вольфрамоносный район в СССР. Пробл. сов. геол., вып. 2, 1937в.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты и их связь с прочими метаморфизованными породами. Сов. геология, вып. 11, 1938а.
- Наковник Н. И. В Восточном Казахстане. «Наша страна», № 7, 1938б.
- Наковник Н. И. Итоги трехлетней ревизии вторичных кварцитов Казахстана и проблема алунитов. Мат-лы по геологии Центрального Казахстана. Изд. СОПС, АН СССР, 1940а.
- Наковник Н. И. Диккит из вторичных кварцитов Казахской степи. Зап. Минерал. об-ва, ч. XIX, № 4, 1940б.
- Наковник Н. И. О макрите и прочих каолиновых минералах СССР. Зап. Минерал. об-ва, ч. XX, № 1, 1941а.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты Казахстана и их полезные ископаемые. Юб. сб. «Успехи геол. изучения Казахстана за 20 лет». Изд. Казах. фил. АН СССР, 1941б.
- Наковник Н. И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1943.
- Наковник Н. И., Никитин Д. В. Новое в минералогии золотоносных пород Белой Горы. Сов. геология, № 3, 1944а.
- Наковник Н. И. Каолиновые диаспороносные агальматолиты в Рудном Алтае. Зап. Минерал. об-ва, ч. 73, вып. 1, 1944б.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
- Наковник Н. И. Алунит, его генетические типы и связь с боковыми породами и рудными жилами. Зап. Минерал. об-ва, ч. XXVII, № 1, 1948.
- Наковник Н. И. О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. Зап. Минерал. об-ва, ч. XXVIII, № 4, 1949.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Сб. «Околорудные изменения породы и их поисковое значение». Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1954а.
- Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Минерал. об-ва, ч. XXXIII, № 2, 1954б.
- Наковник Н. И. Грейзены. Сб. «Околорудные изменения породы и их поисковые значения». Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1954в.
- Наковник Н. И. Некоторые замечания к работе Д. С. Коржинского «Очерк метасоматических процессов». Зап. Минерал. об-ва, ч. 85, № 4, 1956.
- Наковник Н. И. О новом типе околорудных изменений. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 86, вып. 6, 1957.
- Наковник Н. И. О корундовых месторождениях Шешень-Кара и Семиз-Бугу в Центральном Казахстане. Вестн. АН Каз. ССР, вып. 12, 1958а.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 87, вып. 4, 1958б.
- Наковник Н. И. О «новом» взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально-измененных породах и вопросах, с ними связанных. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 1, 1959а.
- Наковник Н. И. К характеристике некоторых метасоматических пород в учебном пособии «Петрография магматических и метаморфических пород» Е. А. Кузнецова. Вестн. Ленинград. ун-та, сер. геол., № 12, вып. 2, 1959б.
- Наковник Н. И. Коунрад в итоге 30-летнего изучения. Информ. ВСЕГЕИ, № 13, 1959в.
- Нарвайт Г. Е. Метасоматическая зональность на примере двух месторождений Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1957.

- Нехорошев Г. В. Стратиграфия и магматизм верхнего палеозоя северных склонов Джунгарского Алатау. Автореф. канд. дисс. Л., 1957.
- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматозе. Сб. «Кристаллография», вып. 4, 1955.
- Никитина Л. Г. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе. Изв. АН Казах. ССР, № 3, 1959.
- Николаев С. В. Влияние физико-химических свойств пород на локализацию полиметаллического оруденения в Южном Приморье. Автореф. работ «ИГЭМ» за 1960 г.
- Никольский В. М. Вулканические серные месторождения полуострова Камчатка. Мат-лы по исслед. химич. сырья Дальнего Востока. АН СССР, 1958.
- Нурлыбаев А. Н., Монич В. К. О новом месторождении дюротьерита Уш-тобе в Северо-Западном Прибалхашье. Вестн. АН Каз. ССР, вып. 10, 1959.
- Озеров К. Н. Абразивные материалы высокой твердости (корунд, наждак, грзнит). Сб. «Нерудные ископаемые». Недра Советской Азии. М., 1932.
- Озеров К. Н. К генезису месторождения корунда и андалузита Семиз-Бугу и вмещающие его вторичные кварциты. Пробл. сов. геол., № 8, 1933.
- Озеров К. Н. Корунд. Курс нерудных месторождений. Под ред. П. М. Татаринова. Горгеонефтеиздат. Л., 1934.
- Озеров К. Н. Андалузитовые породы корундового месторождения Семиз-Бугу как высокоглиноземное огнеупорное и керамическое сырье. Мат-лы ЦНИГРИ. «Полезные ископаемые», № 2, 1935а.
- Озеров К. Н. Андалузиты Семиз-Бугу. Огнеупоры, № 6, 1935б.
- Озеров К. Н. Андалузиты и дюротьериты Казахстана. Огнеупоры, № 8, 1935в.
- Озеров К. Н., Быховер Н. А., Дыбков В. Ф., Петров Н. П. Алуниит во вторичных кварцитах Казахских степей. Разведка недр, № 16, 1935г.
- Озеров К. Н. Очередные вопросы петрологии вторичных кварцитов. Изв. Казах. фил. АН СССР, № 2—3, 1944.
- Озеров К. Н. О зависимости формы кристаллов корунда от химического состава среды. Докл. АН СССР, т. 47, № 1, 1945а.
- Озеров К. Н. Полезные ископаемые, связанные с вторичными кварцитами. Сб. «Успехи геол. изучения Казахстана за 25 лет». Казах. фил. АН СССР, вып. 6—7, 1945б.
- Озеров К. Н. Корунд и андалузит во вторичных алюмокварцитах Казахстана. Тезисы на соискание учен. степени докт. геол.-минерал. наук. Ленинград. гос. ун-т, 1946.
- Падалка Г. Л. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токраунском районе Казахской ССР. Тр. ВГРО, вып. 245, 1932.
- Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геолком., вып. 170, 1928а.
- Паффенгольц К. Н. Чираги-Дзор. Мат-лы по общ. и прикл. геол., вып. 2, 1928б.
- Петров Н. П. Неметаллические полезные ископаемые во вторичных кварцитах центральной части Северо-Востока Казахстана. Тр. Среднеазиат. геол. ин-та вып. 4, Ташкент, 1940.
- Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. СОПС, АН СССР, сер. Камчатская, вып. 2, 1937.
- Пиотровский Г. Л. Об алуниите из Береговского района в Закарпатье. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва № 1, 1947.
- Полевой О. С. Геология Джильтауского гранитного массива в Бет-Пак-Дала. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 5, 1957.
- Попов К. М. Минеральные ресурсы Японии. Сб. «Мин. ресурсы зарубежных стран», вып. 16. Гл. упр. геол. фондов МГНОН СССР, 1949.
- Прянишников С. Е. Агальматолит, алуниит, диаспор, андалузит и другие полезные ископаемые Акташского месторождения. Разведка недр, № 22, 1937.
- Пухов В. И. Открытие Коунрада. «За Балхашскую медь», № 4—5, Прибалхашстрой, 1936.
- Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. Сб. «Колчеданные месторождения Урала» под ред. А. Н. Заварицкого, АН СССР, 1950.
- Рафиенко Н. И. Новый тип прожилково-вкрапленных руд медно-молибденовой формации в Восточной Туве. Докл. АН СССР, т. 110, вып. 6, 1956.
- Розин А. А. Древние захороненные россыпи Казахстана. Сов. геология, № 2—3, 1940.
- Русаков М. П. Вторичные кварциты и «рогфугу соррег» Киргизской степи. Вестн. Геол. ком., № 3 за 1925 г., 1926.
- Русаков М. П., Наковник Н. И. Корундовое месторождение Семиз-Бугу в Киргизской степи. Изв. Геол. ком., № 3, 1927.
- Русаков М. П. К дальнейшему развитию геологоразведочных работ в Казахской степи. Докл. в тр. 2-го Всесоюз. совещ. по цветным металлам, вып. 2. Изд. Промиздат, 1927.
- Русаков М. П. Некоторые замечания по поводу статьи П. А. Пальчинского «Поверхность и недра», т. IV, № 1, 1928а.

- Русаков М. П. Новое месторождение корунда в Киргизской степи. Вестн. Геол. ком., № 1, 1928б.
- Русаков М. П. Новые месторождения медных порфировых руд на юге Киргизской степи. Вестн. Геол. ком., № 9—10, 1928в.
- Русаков М. П. Геологоразведочные работы на медных месторождениях Коунрад и Карабас в Киргизской степи. Прилож. к журн. «Цветные металлы», № 6, 1930.
- Русаков М. П. Золото в Казахской степи и пути его изыскания. Прилож. к журн. «Цветные металлы», № 8—9, 1931а.
- Русаков М. П. О новой крупной базе медепромышленности в Средней Азии — месторождении медных порфировых руд. Цветные металлы, № 10, 1931б.
- Русаков М. П. Алмалык в итоге разведок 1931 г. Вестн. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., № 1—2, 1932а.
- Русаков М. П., Наковник Н. И. Корундовые месторождения Казахской степи. Тр. Главного геол.-разв. упр., вып. 37, 1932б.
- Русаков М. П. Геолого-промышленный обзор месторождений цветных металлов в Северо-Восточном Казахстане. Народн. хоз. Казахстана, № 1, 1932в.
- Русаков М. П., Наковник Н. И. Техничко-экономический отчет о поисковых и разведочно-добычных работах на корундовом месторождении Семиз-Бугу в 1927—1928 гг. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., вып. 33, 1932г.
- Русаков М. П., Ваганов М. И., Яговкин И. С. Успенско-Спасский район в Северо-Восточном Казахстане. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., № 236, 1933.
- Русаков М. П. К вопросу о рудной базе Прибалхашстроя. Пробл. сов. геол., № 2, 1933а.
- Русаков М. П. К вопросу поисков и разведки на корунд и андалузит в Казахской степи. Разведка недр, № 3, 1934а.
- Русаков М. П. Медное месторождение Коунрад — пути и итоги оформления запасов и перспективы. Горгеонефтеиздат, 1934б.
- Русаков М. П. Отчет о заграничной командировке в США, 1934в.
- Русаков М. П. Месторождение корунда в массиве вторичных кварцитов Шешень-Кара в Северо-Западном Прибалхашье. Вестн. АН Казах. ССР, № 2, 1957а.
- Русаков М. П. Новое меднопорфировое месторождение в массиве вторичных кварцитов Жексжуан в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1957б.
- Русаков М. П., Фремд Г. М. Нижнепермские вулканы, их неки в юго-западной части Джунгарского Алатау. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 3, 1958а.
- Русаков М. П., Фремд Г. М. Некоторые вопросы генезиса, состава, локализации и оруденения вторичных кварцитов Казахстана. Учен. зап. Казах. гос. ун-та, сер. геол.-геогр., т. 37, вып. 4, 1958б.
- Русаков М. П. О направлении поисково-разведочных работ на корунд в Центральном Казахстане. Вестн. АН Казах. ССР, № 9, 1959.
- Русаков М. П., Чолпанкулов Т. Ч. Совещание по вторичным кварцитам. Вестн. АН Казах. ССР, № 3, 1959.
- Русаков М. П., Фремд Г. М. Группа пермских вулканических аппаратов в горах Кату (Джунгарский Алатау). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Русаков М. П., Срайылов Г. Золотоносный массив вторичных кварцитов Алка-Мерген в Северо-Восточном Казахстане. Вестн. АН Казах. ССР, № 2, 1960.
- Рушковский А. Н. Акташское комплексное месторождение. Соц. наука и техника. Ташкент, № 10/11, 1937.
- Саватеев Д. Е. Вулканические серные месторождения Курильских островов. Мат-лы по исслед. хим. сырья Дальнего Востока, АН СССР, 1958.
- Святловский А. Е. О генетической классификации вулканов Камчатки. Бюлл. Вулканолог. станции, № 27, 1958а.
- Святловский А. Е. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной дуги. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958б.
- Селимханов Н. М. Генезис и особенности минералогического состава вторичных кварцитов северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Азерб. гос. ун-та, вып. 2, Баку, 1955.
- Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. АН Казах. ССР, 1948.
- Сергиевский В. М. Проявления колчеданной минерализации к северу от Красноуральска. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Изд. АН Укр. ССР, Львов, 1957.
- Смирнов Г. П. Минералогическая характеристика измененных пород Береговского района в Закарпатье. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Смирнов Н. Н. Исследование явлений альбитизации в изверженных горных породах. Учен. зап. МГУ, вып. 33, 1913.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. 43, 1936.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и образование алунита. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 7, 1953.

- Соболев В. С. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1955.
- Соловьев С. П. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбригов Южного Сихотэ-Алиня и его петрохимические особенности. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 79, № 3, 1950.
- Соловьев С. П. Особенности развития во времени метаморфических горных пород на территории СССР. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 88, вып. 6, 1959.
- Сперанский Б. Ф. Признаки сульфидного оруденения в Южном Салаире. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 6, 1933.
- Татаринов П. М. Успехи в изучении неметаллических полезных ископаемых. Сб. «Советская геология за 30 лет». Госгеолиздат, 1947.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Трусова И. Ф. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXVI, 1954.
- Уклонский А. С. О сингенезисе и эпигенезисе минералов. Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. XII, 1959.
- Успенский Н. С. Колчеданные месторождения Кедабакского типа. Уральский техник, № 1, 1910.
- Успенский Н. С. Кедабакский медный рудник. С.-Пб, 1910.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Ануйского хребта. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.
- Федоров Е. С., Никитин В. В. Богословский Горный округ. С.-Пб, 1901.
- Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. Зап. АН, сер. 8, т. XIV, 1903.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, 1939.
- Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье. Минералог. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Хайрутдинов Д. Х. Новое месторождение дюмортьерита в Северном Прибалхашье. Вестн. АН Казах. ССР, № 10, 1958.
- Хайрутдинов Д. Х. О термине вторичный кварцит. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 4, 1958.
- Харкевич Д. С. Андалузитовые грейзены. Учен. зап. Кишин. гос. ун-та, т. XIX (геологический), 1955.
- Цамерян П. П. Особенности алунитовой толщи Заглика. Сб. научн. тр. Ереван. политехн. ин-та, № 13, 1956.
- Чолпанкулов Т. Ч. О микроструктурах вторичных алюмокварцитов. Вестн. АН Казах. ССР, № 11, 1948.
- Чолпанкулов Т. Ч. К генезису вторичных кварцитов массива Аулие-шоко в Северо-Западном Прибалхашье. Вестн. АН Казах. ССР, № 8, 1958а.
- Чолпанкулов Т. Ч. К вопросу о диагностике в поле вторичных кварцитов Центрального Казахстана. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 3, 1958б.
- Чолпанкулов Т. Ч. Некоторые критерии отличия грейзенов от вторичных кварцитов при геологическом картировании. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., № 4, 1958в.
- Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изв. АН СССР, 1950.
- Чухров Ф. В. Коллоиды земной коры. АН СССР, 1955.
- Чухров Ф. В. О глинистых минералах зоны гипергенеза сульфидных месторождений. Мат-лы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. Докл. на Междунар. совещ. по глинам в Брюсселе в 1958 г. АН СССР, 1958.
- Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-б 1:5 000 000 и объяснительная записка к ней. Госгеолтехиздат, 1956—1957.
- Шейнман Ю. М. Карбонатиты. Бюлл. научн.-техн. информ. МГиОН СССР, № 2 (7), 1957.
- Ширванзаде И. А. Андалузиты. Сб. «Геология Азербайджана». Нерудные полезные ископаемые. АН Азерб. ССР, 1957.
- Шлыгин А. Е. О классификации метасоматических процессов. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 1, 1958.
- Янишевский Е. М. Медный гигант требует 10 станков. Разведка недр, № 4—5, 1931а.
- Янишевский Е. М. Медный гигант. Разведка недр, № 6, 1931б.
- Янишевский Е. М. Свинцовый Ак-Соран. Разведка недр, № 10, 1931в.
- Янишевский Е. М. Молибденоносность вкрапленных медных руд Коунрадского месторождения. Сов. геология, № 10—11, 1939.
- Allen E. T. Geysers basins and igneous emanations. Econ. Geol. vol. 30, N 1, 1935.
- Anderson Ch. Alterations of the lavas surrounding the Hot springs in Lassen Volcanic National Park. Amer. Mineralogist. vol. 20, N 4, 1935.
- Burbank W. S. Geology and ore deposits of the Bonanza Mining district Colorado. Prof. Paper. 169. Geol. Surv. U. S. H., 1932.

- Burbank W. S. Problems of Wall-Rock Alteration in Shallow Volcanic Environments. *Quart. Colorado School of Mines*, vol. 45, N 1b, 1950.
- Butler B. S. Geology and ore deposits of the San Francisco, Utah Prof. Pap. N 80, 1913.
- 1-Butler B. S. and J. W. Wanderwilt. The Climax Molybdenum deposits Colorado Bull. 846-c Geol. Surv. Unit. St. Depart. interior, 1933.
- Chitulescu T. P. et Socolescu M. Etude geologique et minierages Monts Metallifere. *Annuaire Inst. Geol. al. Romanian*. v. XXI, 1941.
- Colorado School of Mines, Quarterly 1950, vol. 45, N 1b. Доклады и дискуссии по проблеме «Отношение гидротермального изменения к руде» на конференции к 75-й годовщине Колорадской горной школы.
- Day A. L. and Allen E. T. The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak. *Carnegi Inst. Washington*, Publ. 360, 1925.
- Emmons and Larsen. The hot springs and the mineral deposits of Wagon Wheel Gap, Colorado. *Econ. Geol.* N 3, 1913.
- Emmons, W. The principles of Economic Geology New York, 1918.
- Gavelin Sven. Geology and ores of the Malanas District Sver. geol. Undersökn. C. Årsbok 33, № 4, 1939.
- Goldschmidt V. M. On the metasomatic processes in silicate rocks. *Econ. Geol.* N 2, 1922.
- Graton and Bowditch. Alkaline and acid solutions in hypogene zoning of Cerro de Pasco. *Econ. Geol.*, N 7, vol. XXXI, 1936.
- Grip E. and Ödman O. Thucholite and natural gas from Boliden. *Sveriges geol. undersökn. Årsbok* 38, N 6, 1944.
- Fenner C. N. Bore-Hole investigations in Yellowstone Park. *Geol. Chicago*, vol. 44, N 2, 1936.
- Hamachi Tadeo. Microscopic Observation on the Roseki in the Goto Mine, Nagasuni Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 4, N 2, 1953.
- Haraguchi K. and Kageyama K. Nabekura Pyrophyllite Mine, Jamaguchi Pref. *Bull. Geol. Sur. Japan*, vol. 1, N 5, 1950.
- Haraguchi K. and Ozaki T. Ugu Pyrophyllite Deposit in the Abu prov. *Jamaguchi. Pref. Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 2, N 1, 1951.
- Hori S. Mercury deposits in Japan Rep. 154 *Geol. Surv. Japan*, 1953.
- Howland A. L. Specularite-alunite mineralization at Hickeys Pond Newfoundland *Amer. Mineralogist*. N 1, 1940.
- Hsieh C. Y. The role of volcanic and volcano-sedimentary processes in the formation of certain mineral deposits of China. *Acta geol. sinica*, v. 36, № 4, 1956.
- Iwao Shuichi. The Alunite deposits of Japan. *Japan Geol. Surv. Report* N 130, 1949.
- Iwao Shuichi. On the Pyrophyllite deposits of Naburi Mine, Jamaguchi prefect. *Bull. Geol. Sur. Japan*, v. 1, N 1, 1950.
- Iwao Shuichi, Hamachi T. and Jamado M. Pyrophyllite and Diaspore Deposits in Goto Islands. *Kyuchu, Bull. Geol. Sur. Japan*, vol. 4, N 2, 1953.
- Kaneko K. A brief outlines of the Geologie of Japan. *Geol. Surv. Japan*, 1954.
- Kato T., Watanabe and Nakamoto A. On the Sulphur Deposits Associated with Iron Sulphide Ore Japan. *Jap. Journ. of Geol. and Geogr.* v. Xi, N 3—4, 1934.
- Kato T., Jamaguti T., Ogawa U. and Josida T. The Sulphur Deposits of the Jonago—Ogusi Type. *J. Japan. Geol. and Geogr.* vol. XVIII, N 3—4, 1934.
- Kelley Vinc. Paragenesis of the Colorado copper sulphides, Cananea Mexico. *Econ. Geol.* N 6, 1935.
- Kerr P. F. The occurrence of andalusite and related minerals of White Mountain, California. *Econ. Geol.* vol. 27, N 7, 1932.
- Kerr P., Brophy G. P., Dahl H. M., Green J. and Woolard L. E. Marysvale Utah Uranium Arch. *Geol. Soc. Am. Special paper* 64, 1957.
- Knoring O., Brinley Ph. D. and Hunter K. Nacrite from Hirvivarva, northern Karelin, Finland, *Min. Mag.* vol. XXIX, N 218, 1952.
- Mc. Kinstry H. Source of iron in Pyritized wallrocks *Econ. Geol.* N 7, 1957.
- Lasky Sam. Geology and ore deposits of the Bayard area New Mexico. *Bull.* 870, U. S. Geol. Surv., 1936.
- Lazarevič M. Die prophyllitisation, Kaolinisierung und Verkieselung und ihre Besichtigung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold- und Silbergruppe. *Zeitschrift. für prakt. Geol.*, august, 1913.
- Lindgren W. Metasomatic processes in fissure-veins. *Trans. Am. Inst. Min. Eng.* vol. XXX, 1901.
- Lindgren W. The relation of ore to physical conditions. *Econ. Geol.* v. 2, 1907.
- Lindgren W. The origin of Kaolin. *Econ. Geol.* N 1, 1915.
- Locke Aug. Disseminated copper deposits. Ore deposits of the Western States. *Lindgren volum.*, 1933.
- Lovering T. S. The origin of the tungsten Ore of Boulder County, Colorado. *Econ. Geol.* vol. 36, N 3, 1941.
- Lovering T. S. Zunyite in Utah. *Amer. Miner.* vol. 30, N 1—2, 1945.

- Levering T. S. et al. Rock alteration as a Guide of Ore—East Tintic District, Utah. *Econ. Geol. Mon.* 1, 1949.
- Nel L. A new occurrence of Zunyite near Postmasburg, South Africa. *Miner. Mag.*, vol. 22, N 128, 1930.
- Oedman O. H. Geology and ores of the Boliden deposits, Sweden. *Arsbok* 35, N 1, *Sveriges Geol. Unders.*, ser. G., 1941.
- Radulescu Dan. Contributii la cunoasterea fenomenului de propilitizare a Rocelor vulcanice. *Revista Univ. C. I. Parhon. si a Politech. Bucuresti, Ser. Strit. Naturii*, N 3, 1953.
- Ross Cl. and Kerr P. The kaolin minerals. Prof. paper 165-E. *Geol. Surv. Bull. USA*, 1930.
- Saito M. On the Sulphur Deposit of Kaibersu Mine. *Bull. Geol. Sur. Japan.* vol. 1, N 5, 1950.
- Schwartz G. M. Hydrothermal alteration on the «Perphyry copper» deposits. *Econ. Geol.* vol. 44, N 4, 1947.
- Schwartz G. M. Argillic Alteration and Ore deposits. *Econ.* vol. 51, N 5, 1956.
- Shipley. Some Chemical observations on the Volcanic Emanations in the Valley of 10 000 Smoke, Katmai (Alaska). *Amer. J. Sci.* vol 50, N 4, 1920.
- Steiner A. Hydrothermal Rock Alteration at Wairakei New Zealand. *Econ. Geol.* vol. 48, N 1, 1953.
- Stevens R. and Carron A. Abrasion pH Minerals. *Amer. Mineralogist* vol. 33, N 1—2, 1948.
- Sunagawa I. Variation in Crystal Habite of Pyrite in Diaspore—Pyrophyllite Deposit, Jonago Min, Nagano prof. *Bull. Geol. Sur. Japan.* vol. 6, N 2, 1935.
- Treiber J. Contribution a l'etude des roches eruptive des Monts Gurgui. *Etudes of recherches de Geol.* t. VII, N 1, Acad, Roumain, 1962.
- Yoshiki B. Diaspore from Shöközen *Proced. Imp. Acad.* vol. IX, N 3, 1933.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	5
О некоторых терминах, применяемых автором	7
Глава I. История изучения вторичных кварцитов и развития взгляда на них	9
Глава II. Распространение вторичных кварцитов, их геология, полезные ископаемые и краткая минералого-петрографическая характеристика по отдельным областям	49
1. Дальний Восток и Северо-Восток СССР	62
2. Японские острова	65
3. Забайкалье	66
4. Средне-Сибирское плоскогорье	67
5. Салаир-Саяно-Алтайская область	69
6. Казахстан	85
7. Средняя Азия	86
8. Урал	93
9. Кавказ	97
10. Карелия и Кольский полуостров	97
11. Закарпатье	98
Заключение	98
Глава III. Описание главнейших месторождений типа вторичных кварцитов на территории СССР и некоторых зарубежных аналогов	102
Казахстан	103
Семиз-Бугинская группа массивов вторичных кварцитов	103
Коунрадское медно-молибдено-андалузитовое месторождение	140
Дюмортьерито-корундо-андалузитовое месторождение Жанет	171
Средняя Азия	185
Акташское комплексное месторождение глиноземного сырья	185
Рудный Алтай	196
Секисовское месторождение алунита и каолина	202
Урал	202
Серовский район	204
Ивдельский район	206
Павдинская дача	207
Красноуральская группа колчеданных месторождений	211
Кабанское колчеданное месторождение	223
Кушновский участок	223
Швеция	223
Месторождение типа вторичных кварцитов Болиден	223
Кавказ	228
Чирагидзорское месторождение серного колчедана	228
Северо-Восток и Дальний Восток СССР	235
Армянское месторождение алунита и агальматолита на Северо-Востоке СССР	235
Неогеновые и древнечетвертичные месторождения серы на Камчатке и Курильских островах	236
Серно-алунитовое месторождение вулкана Зимина на Камчатке	241
Ртутные рудопроявления во вторичных кварцитах Быстринского района на Камчатке	244
Поля современного фумарольно-сульфатарного выбеливания пород и связанные с ним отложения серы и черных сульфидов на Камчатке и Курильских островах	247

	Стр.
Японские острова	252
Мезо-кайнозойские алунитовые месторождения Японии	252
Мезо-кайнозойские пирофиллито-диаспоровые месторождения Японии	255
Древнечетвертичные и современные вулканические месторождения серы и ассоциированных с ней черных сульфидов Fe в Японии	258
Глава IV. Основные черты природы и генезиса вторичных кварцитов	269
1. Минералы, минеральные фации, зональность их и последовательность формирования. Физико-химические и геологические условия образования вторичных кварцитов	269
2. Место вторичных кварцитов в вертикальном ряду околорудных метасоматических формаций	285
3. О терминологии вторичных кварцитов	296
Приложение	301
Литература	327

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ СССР
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор *П. М. Татарин*
Редактор издательства *З. Н. Чумаченко*
Переплет художника *А. М. Поташева*
Технический редактор *В. В. Быкова*
Корректор *Т. М. Кушнер*

Сдано в набор 28/XI 1963 г.
Подписано к печати 28/IV-64 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Бум. л. 10,63.
Печ. л. 21,25+1 карта Услови. печ. л. 29,7.
Уч.-изд. л. 29,5 Т 06659 Тираж 1000
Зак. 1187 Цена 2 р. 38 к.

Объявлено в темплане б. Госгеолтехиздата,
на 1964 г. № 153.

Издательство «Недра», Москва, Центр,
ул. Кирова, 24.
Типография фабрики № 9 ГУГК



ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

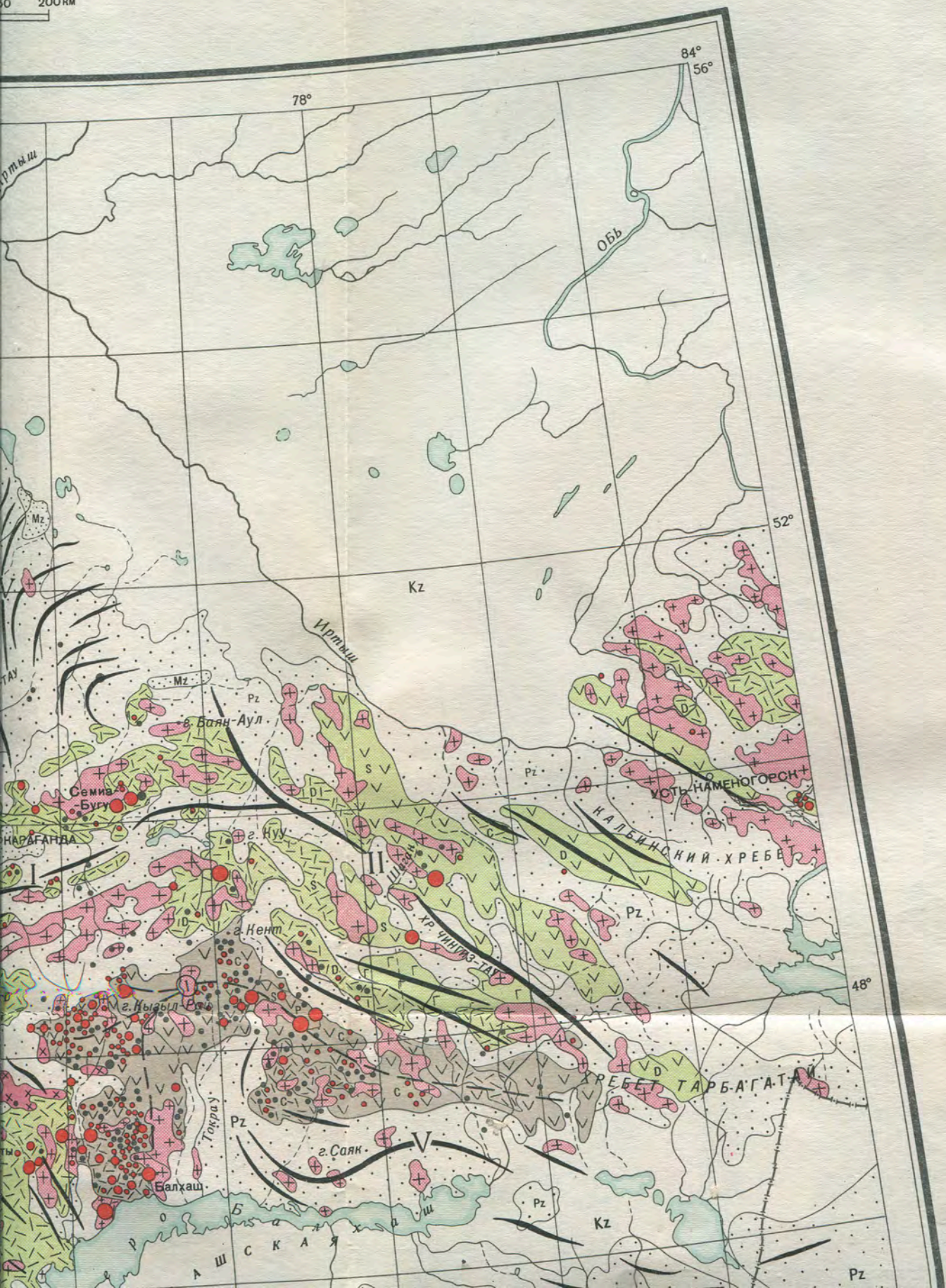
Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
78	Подрис. подп. рис. 11	Вид с востока	Вид с запада
118	Табл., графа 1 и 2 слева	Свежая слюда	Светлая слюда
119	Табл. вверх, графа 1 и 2 слева; табл. вниз, графа 1 слева	Свежая слюда	Светлая слюда
120	Табл., графа 1 и 2 слева	Свежая слюда	Светлая слюда
200	Подрис. подп. рис. 51	замещается диккитом	замещает диккит
262	Подрис. подп. рис. 82	Акакира	Акакига
264	Подрис. подп. рис. 83	жилы штольни	устье штольни
271	29 сверху	рис. 86	рис. 89
278	27 сверху	рис. 33, 34, 47	рис. 33, 34, 46
278	12 снизу	рис. 52	рис. 51
279	2 сверху	рис. 42 и 43	рис. 41 а и 88 б
279	5 сверху	23), диаспоре (рис. 79).	43, 88 в), диаспоре (стр. 258).

ННЫХ КВАРЦИТОВ

НЕ

ОВНИК

0 200 км



АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

ТУРГАЙСКИЙ ПР

48°

VIII

















ГОЛОДНАЯ СТЕПЬ

Чу

ЧУЙСКАЯ С

44°

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Кайнозойские отложения
 -  Осадочные породы мезозоя
 -  Палеозой и допалеозой
 - Кислые интрузивные породы**
 -  Каледонские
 -  Раннегерцинские
 -  Позднегерцинские
 - Массивы вторичных кварцитов**
 -  до 3 км²
 -  > 3 км²
 -  > 10 км²
 -  > 30 км²
 -  Необследованные массивы вторичных кварцитов
 -  Массивы вторичных кварцитов с рудными месторождениями
 -  Обследованные массивы вторичных кварцитов
- Экструзивные породы**
-  Кислые
 -  Основные
 -  Различного состава
- Антиклиналы и антиклинории:**
 I - Тектурмасский, II - Чингизский, III - Бедлакдалинский, IV - Еремельтауский, V - Балхашский, VI - Каратауский, VII - Джунгарский, VIII - Улутауский
- Осевая линия Токрау Северо-Балхашского синклинория ① и Западно-Балхашского ②**

40°

60°

66°

ТАШКЕНТ

НУРАМИНСКИЙ ХРЕБТ

Kz

Pz

Kz

Pz

Mz

Mz

Mz

Mz

Mz

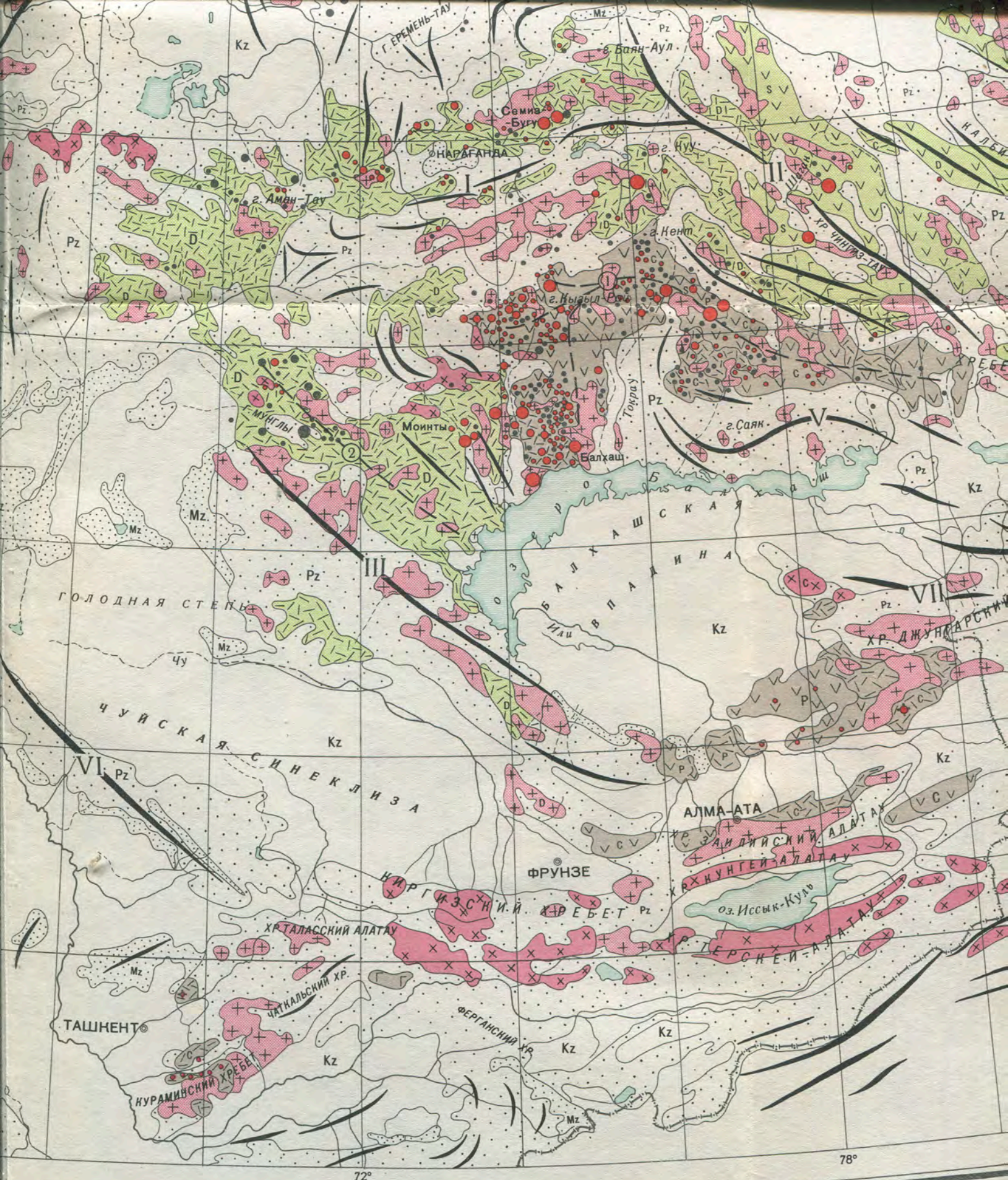
Mz

Mz

Pz

Kz

Pz



72°

78°

КФ.



КФ. ГГТИ Зак.462 Тираж 1000 подп. к печ. 18 VII-63г Т-09134