

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА УЗБЕКИСТАНА

ФАН

В книге рассматриваются золоторудные формации как эндогенного, так и осадочного происхождения, их семейства, рудные поля и месторождения. Описан опыт поисков, разведки и оценки месторождений Мурунтау, Чадак, Алмалыкского района и др., которые составляют базу золоторудной промышленности Узбекистана.

Исследуются особенности металлогении золота в Узбекской ССР.

Дано представление о формировании и распределении золоторудной минерализации во времени и пространстве. Выделены этапы и эпохи минерализации, описаны золоторудные пояса, узлы, районы, их зональность и закономерности размещения. Даны научные критерии, позволяющие выявить золотоносные площади и оценить их перспективы применительно к золоторудным районам Узбекистана. Впервые обстоятельно рассмотрены золоторудные проявления осадочного (россыпи) и осадочно-метаморфического генезиса.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, научных работников, аспирантов и студентов, изучающих золоторудные месторождения и металлогению.

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УзССР

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОРНОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ
РЕДКИХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (ЦНИГРИ)

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

ТАШКЕНТСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

553.41
553.06

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В УЗБЕКИСТАНЕ

490

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР · Ташкент · 1969

Редакционная коллегия:

К. Л. БАБАЕВ, Х. Н. БАЙМУХАМЕДОВ, Т. М. ВОРОНИЧ, В. Г. ГАРЬКОВЕЦ, А. А. МАЛАХОВ *(зам. главного редактора)*, В. И. ПОПОВ, И. С. РОЖКОВ, Х. Т. ТУЛЯГАНОВ, И. Х. ХАМРАБАЕВ *(главный редактор)*

Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. (Ред. коллегия:.. И. Х. Хамрабаев (гл. ред.) Т., «Фан», 1968.

396 стр. тираж 2000.

553

Коллектив

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА УЗБЕКИСТАНА

Редактор *Л. Е. Спектор*
Художник *В. Тий*
Технический редактор *Р. Рузиева*
Корректор *Л. Ежова*

Р02049. Сдано в набор 30/VII-68 г. Подписано к печати 9/XII-68 г.
Формат $70 \times 108^1/_{16}$ = 12,37 бум. л. – 34,95 печ. л. Уч.-изд. л. 33,0.
Изд. № 2263. Тираж 2000. Цена 3 р. 53 к.

Типография Изд-ва „Фан" УзССР.
г. Ташкент, ул. Черданцева, 21. Заказ 191.
Адрес Издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР
Фундаментальная библиотека

ПРЕДИСЛОВИЕ

Благородные металлы — золото, серебро, платиноиды (платина, палладий, осьмий, иридий, родий, рутений) — сохранят значение в качестве валюты до полной победы коммунизма. Однако и в коммунистическом обществе эти металлы, обладающие стойкостью к химическим реагентам, высокой термо- и электропроводностью, большим удельным весом и высокой тугоплавкостью, не потеряют ценности, наоборот, она еще более возрастет. Золото и другие драгоценные металлы в первую очередь будут служить науке и технике. Уже сейчас намечается широкий рост потребления золота для изготовления прочных, неокисляемых и температуроустойчивых приборов и механизмов (детали ядерных реакторов, реактивных двигателей ракет, сверхзвуковых самолетов и т. д.), антикоррозионных покрытий, отражателей и т. д. Разовьется ювелирное искусство, все большему количеству людей будут доступны красивые украшения.

Выявление новых месторождений золота, серебра и металлов группы платины, расширение перспектив ранее известных рудных полей и в будущем останется одной из важных задач геологических исследований. В настоящее время актуальное значение имеет изучение общих закономерностей формирования и размещения месторождений названных металлов (и особенно золота), оценка их запасов по отдельным регионам Советского Союза и зарубежных стран.

Предлагаемая монография является продолжением коллективной двухтомной монографии «Эндогенные рудные формации Узбекистана». Поэтому редколлегия сочла целесообразным построить ее по формационному признаку, придавая главное значение эндогенным золоторудным формациям средних и малых глубин, тем более, что большинство открытых и изученных золоторудных полей республики относится к данному типу.

История углубленных геологических исследований золоторудных месторождений в Узбекистане насчитывает немногим более четверти века. Данная книга обобщает первые опыты в этом направлении, поэтому она, безусловно, не лишена недостатков. Все же она может принести пользу в деле выявления и оценки золоторудных возможностей Узбекистана и сходных с ним регионов Советского Союза и этим внесет свою долю в развитие экономической мощи нашей страны.

Монография создана авторским коллективом, представляющим учреждения Министерства геологии Узбекской ССР, Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, Среднеазиатского на-

учно-исследовательского института геологии и минерального сырья, ЦНИГРИ Министерства геологии СССР и геолфака ТашПИ.

Авторы и редколлегия приносят благодарность всем учреждениям и лицам, оказавшим помощь в подготовке и издании настоящего труда, сотрудникам лаборатории эндогенных рудных формаций П. Арслановой, К. Валиходжаеву, Р. Назировой, Л. Пестриковой, Г. Шатову, Я. Эшпулатову, Т. Эшимову, работникам библиотеки Института геологии Т. Поповой и др.

Особо признательны авторы кандидату в члены Политбюро ЦК КПСС, первому секретарю ЦК КПУз Ш. Р. Рашидову за инициативу по созданию данной монографии и содействие при ее издании.

Редакционная коллегия

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ФОРМАЦИЙ ЗОЛОТА И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИИ В УЗБЕКИСТАНЕ

УДК 553.41. (575,1) : (091)

«Туркестан все время славился как страна, изобилующая золотом».
(Г. Б. Леонов, 1918).

Дореволюционная история горного дела и изучения золоторудных месторождений Средней Азии и Узбекистана еще не ясна и должна явиться предметом специальных исследований. В данном очерке освещены лишь отдельные этапы истории эксплуатации и исследования золоторудных полей Узбекистана и прилегающих территорий в дореволюционный период, и более полно охарактеризована изученность золоторудных формаций за советский период.

История золоторудного дела до Октябрьской революции

Для восстановления истории золоторудного дела ценность представляют литературные источники, древние выработки и археологические материалы. Топонимика (особенности названий местностей) и легенды имеют значение как дополняющий фактор.

Известные нам исторические литературные данные, свидетельствующие о развитии горного, и в частности золоторудного промысла, характеризуют в основном 4 эпохи: а) доисторическую (III—VI вв. до н. э.); б) средние века (VI—XII вв., до эпохи монгольских завоеваний); в) XVII—XVIII столетия, до присоединения Средней Азии (Туркестана) к России; г) конец XIX — начало XX в., до Великой Октябрьской революции.

Большинство сведений, заимствованных нами главным образом из выдающихся трудов В. В. Бартольда, М. Е. Массона и работ молодых востоковедов М. А. Абдураимова, П. Г. Булгакова и др., почерпнуто этими учеными из книг на арабском или персидском языках, из вторичных латинских, немецких и других изданий и переводов. В связи с этим возможны ошибки и разночтения, обусловленные, например, спецификой арабского алфавита.

Сведения, касающиеся разработки месторождений полезных ископаемых, нередко основывались на легендах и прочих недостоверных источниках. Действительные месторождения золота в условиях мелких княжеств и ханств часто сохранялись в строжайшей тайне. В ряде мест месторождения благородных металлов и драгоценных камней считались достоянием казны и строжайше запрещалась их разработка частными лицами или властелинами других земель[1].

[1] Донесение Флорио Беневени Петру I: «В горах золото и серебро искать заказано и непрестанно в таких местах караулы держать» (Попов А. «Сношения с Хивой и Бухарой при Петре I», стр. 142—152).

Не исключено, что для дезориентации непосвященных распускались неверные слухи. Мы знаем немало местностей или рудников, заведомо незолотоносных, но несущих название, связанное с золотом (Алтынтопкан). В то же время многие золоторудные поля Западного Узбекистана со следами древних разработок не упоминаются ни в исторических источниках, ни в легендах, ни в топонимике местности (Тасказган, Джаргантау, Мурунтау — в Кызылкумах; Каракутан, Караулхана, Синтаб и др.— в Зиаэтдинских и Нуратинских горах).

До наших дней все же дошли названия местностей, связанные с добычей золота или его переработкой: Заргар («золотых дел мастер») в долине Устуксая в Северном Нуратау, недалеко от устукских золотоносных россыпей, Акча («монеты») в Ахангаранской долине, Алтын-Казган («Золотой рудник») в Южном Нуратау.

Некоторые ученые (Литвинский, 1954) полагают, что самородное золото и драгоценные камни были известны в Средней Азии еще в каменном веке. Б. А. Литвинский (1954), ссылаясь на М. П. Грязнова, говорит, что в Казахстане в бронзовый век, в так называемую Андроновскую эпоху, «добыча золота шла полным ходом».

Более достоверные сведения имеются в трудах историка Геродота и географа Страбона (V—VI вв. до н. э.). Геродот сообщает о массагетах, кочевавших от Аральского моря до гор Нуратау: «Железа и серебра они вовсе не употребляют, а золото и медь имеются в изобилии» (цит. по М. Е. Массону, 1953). Страбон писал: «серебра в их стране нет; железа мало, зато медь и золото встречаются в изобилии». Это первые сведения о золоте в Западном Узбекистане, и лишь в китайских летописях V—VI столетий говорится о том, что во владении Кан (Самарканд) и восточнее его есть золото. Что касается других регионов Узбекистана, то о них сведения были более определенными. Так, еще в 751 г. китайские авторы писали, что в Фергане (Фахан) наряду с киноварью, ртутью и железом добывается также золото.

Средние века (X—XI вв.) характеризовались бурным развитием горнорудной промышленности. В Кураме, в горах Карамазара (округ Илак), на рудниках Шаша, нынешние Канимансур, Лашкерек, и на юге Ферганы, в пещерах Канигута, интенсивно разрабатывались серебряные руды. В Ахангаране шла добыча железа, меди, полиметаллов и золота (месторождения Сартабуткан и Актурпак). По-видимому, к этому же времени следует отнести разработку в Ахангаранской долине таких месторождений, как Акча, Кочбулак и Кызылалмасай. В Кызылалмасае глубина отработки, по установленным данным, превышала 120 *м*. Обо всем этом свидетельствуют, в частности, древние выработки, обнаруженные на упомянутых месторождениях. О местах, размахе и интенсивности разработок месторождений золота в средние века и другие эпохи можно судить отчасти по карте древних золоторудных промыслов Средней Азии (рис. 1), которая составлена сотрудниками Ревизионно-тематической экспедиции Министерства геологии УзССР В. И. Киреевым и Е. Б. Пругер.

К этому периоду относятся также указания географов и историков на добычу золота в ряде районов Западного Узбекистана. Абу Исхак аль-Истахри и Хамдаллах Казвини указывали на наличие золота в горах Самарканда (м. б. Ургут и Джилао), в том числе в Кухаке, нынешней Чупанате, а также в горах, прилегающих к Самарканду и Бухаре. Казвини подчеркивает, что месторождение под Самаркандом было очень прибыльным. Проливают свет на золотоносность территории нынешнего Западного Узбекистана еще некоторые названия местностей: Зарафшан («несущее золото»), Санзар (искаженное «санги-зар» — «зо-

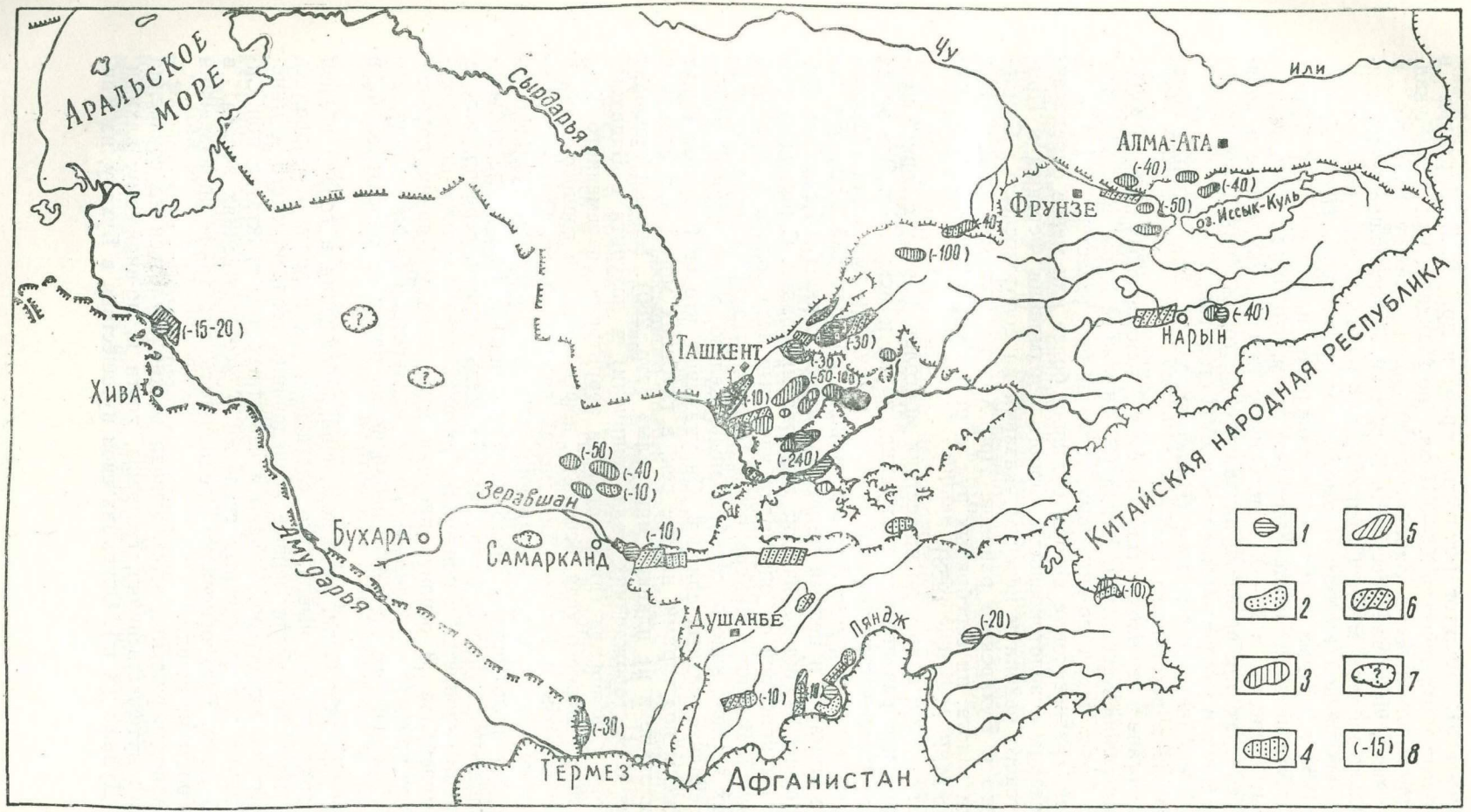


Рис. 1. Схематическая карта площадей древних золоторудных промыслов в Средней Азии. Составлена В. И. Киреевым и Е. Б. Пругер. Площади:

– древних выработок коренного золота (до V в. н. э.), *2* – древних промыслов россыпного золота (до V в. н. э.), *3* – древних разработок коренного золота (V–XII в в.), *4* – древних промыслов россыпного золота (V–XII вв.), *5* – старых разработок коренного золота (XVII–нач. XX вв.), *6* – старых промыслов россыпного золота (XVII–нач. XX вв.), *7* – предполагаемые площади древних разработок золота, *8* – глубины выработок.

лотой камень»), Тиллятог («золотая гора») и др. В. В. Бартольд в списке населенных пунктов XI—XII вв. (по Макдиси, или Аль Мукаддаси), расположенных в Зарафшанской долине между Бухарой и Самаркандом, упоминает местность Зармитан. В настоящее время приблизительно на этом месте (Кошрабадский район, Северный Нуратау) известен небольшой кишлак Чармитан, около которого И. Х. Хамрабаев в 1953 г. открыл золотое месторождение, названное им Чармитанским. Эти названия свидетельствуют о том, что золото здесь должно было быть известно в XI—XII вв. Однако монеты, найденные в древних выработках при разведке названного месторождения, говорят, что золото в данном районе добывалось в XVII столетии.

В Приташкентском районе (Илак) до XII в. шла главным образом промывка россыпного золота.

В Фергане в эту эпоху было известно 3 золотоносных района: Ахсикент (нынешний Кассансай), Некад (50 *км* южнее Кувы, м. б. Наукат) и район Соха. Чадак, по-видимому, тогда не был известен.

Итак, средневековые авторы оставили более или менее определенные сведения о золотоносности горного обрамления Ферганы и Приташкентского района и неясные указания на золотоносность Самаркандского и Бухарского районов. Про Хорезм Истахри писал: «Нет здесь ни золота, ни серебряных руд, а равно нет и драгоценных камней» (по М. Е. Массону, 1953).

В эту эпоху, вплоть до нашествия монголов, наряду с горной промышленностью развивались экономика, наука и искусство. Эта эпоха подарила человечеству таких гениев, как Абу Али ибн Сина (Авиценна), Абуррайхан Бируни, Аль Хорезмий и др. Великий астроном, географ, математик и первый минералог нашей страны Абуррайхан Бируни впервые изучил физические свойства минералов. С помощью созданных им приборов он определил удельные веса золота и драгоценных камней. В книге «Минералогия» Бируни детально описал ряд драгоценных камней, золото, серебро, медь, железо, олово, свинец, мышьяк и несколько медных сплавов. Он указывал, что «в будущем будут обнаружены под горами, на дне рек, в глубинах морей и в складках земли плавкие и не плавкие минералы» (стр. 260). Бируни приводит сведения о месторождениях лала (шпинели) и лазурита в Бадахшане; золота и флюорита (джамаста) на территории современного Таджикистана; каменного угля, асфальта, нефти, смолы и горного воска в Фергане; бирюзы в Илаке (Ангренская долина) и др. Особый интерес для нас представляет упоминание области ал-Буттем (Зарафшанский хребет и, возможно, Зирабулак-Зиаэтдинские горы), где добывались нашатырь, купорос, ртуть, железо, медь, свинец, серебро, золото.

Бируни склоняется к поддержке древней идеи о водном происхождении минералов. В основу описания минералов у Бируни положен опыт. Это привело к установлению им удельного веса минералов, что явилось крупнейшим шагом в превращении науки из описательной в точную.

Абу Али ибн Сина, производивший наблюдения в горах вблизи Самарканда, сделал вывод, что слагающие их породы образовались на дне моря. Это были первые исследования геологического и минералогического характера. Однако в известных нам трактатах ибн Сина и Бируни нет конкретных сведений о месторождениях золота в Средней Азии. Есть основания предполагать, что такие произведения до нас просто не дошли.

Для подтверждения этого вывода можно сослаться на сочинения арабского путешественника, географа, поэта и, по-видимому, алхимика Абу Дулафа (X в.). Описывая свои путешествия в Бухару, на Кав-

каз и в другие места, он не только перечисляет полезные ископаемые, но раскрывает их природу, дает разновидности и способы извлечения и обработки. Например, сообщая о разработке золота в местности аш-Шиза (Урмия), Абу Дулаф выделяет 3 разновидности его, отличающиеся по внешнему виду, формам и пробности. Одна из них соответствует россыпному золоту, другая — коренному самородному и третья, по-видимому, тоже коренному, но в смеси с сульфидами. «... Она (т. е. эта разновидность) красная, окрашивается купоросом»,— замечает он (Абу Дулаф, стр. 32).

Следующая эпоха относительного развития горнорудной промышленности, включая золотодобычу, охватывает XVII—XVIII столетия. О богатстве Средней Азии золотом и о добыче его в те времена было известно и за ее пределами, в частности в России, от послов и купцов. Для проверки ходивших в те времена слухов и получения достоверных данных Петр I неоднократно снаряжал экспедиции. Одна из них, военизированная экспедиция 1717 г. князя Александра Бековича-Черкасского в Бухару — Западные Кызылкумы, как известно, потерпела неудачу. Не очень удачными были и другие экспедиции подполковника Ступина в 1717 г., генерала-майора Лихарева в 1719 г. и др. (Спасский, 1827). Наиболее известной в это время была добыча россыпного золота по Амударье, в верховьях Зарафшана и Сырдарье (бассейн Нарына и Касансая). Вполне достоверным становится и факт разработок Нуратинских месторождений, в частности месторождения Чармитан. Есть основания предполагать, что золоторудные месторождения в бассейнах Чирчика и Ахангарана также продолжали периодически разрабатываться.

О золоторудных месторождениях, разрабатывавшихся от конца XVIII в. и до Великой Октябрьской революции, мы располагаем гораздо большими сведениями. Исторические источники этого периода содержат не только сведения о наличии золота и его добыче, но и первые данные об изучении (разведке) этих месторождений специалистами горного дела. По данным П. П. Иванова (1932), в первой половине XIX в. и «до политического подчинения Туркестанского края России» промывка россыпного золота производилась в следующих районах Кокандского ханства: 1) в долине р. Кассансай в Наманганском районе; 2) в долине р. Сохсай, к югу от Коканда. Добытое здесь золото сбывалось в Коканде и Маргилане; 3) в долине р. Нарын, в верховьях Сырдарьи; 4) в горах Таласского Алатау; 5) в долине р. Чирчик.

Особенно интенсивно шла добыча золота по Амударье, в частности в районах Дарваза, Бальджуана и Куляба. Здесь, по данным 1916 г., промывкой золота было занято около 6000—7000 человек, добывающих 40—50 пудов золота в год (Рудный вестник, 1916, № 2, стр. 80).

О других районах Туркестана, в частности о Бухарском, Самаркандском и Хивинском (Хорезмском), сообщались или отрывочные, или отрицательные сведения в отношении золотоносности (Хорезм). В Бухарском районе во всяком случае добывалось недостаточное количество золота даже для чеканки монет, в связи с чем бухарское правительство вынуждено было приобретать голландские червонцы. Интерес представляют данные о наличии в горах Шейхджейли (Султануиздаг) «хороших золотых и серебряных и не так изобильных медных руд». Такие же сведения сообщались в свое время Г. Ф. Беневени.

Для этого периода, особенно после присоединения Средней Азии к России, характерны первые геологические исследования, выполненные И. В. Мушкетовым, Г. Д. Романовским, Н. А. Северцевым, П. П. Семеновым-Тяншанским и др. Они впервые осветили геологическое стро-

ение Средней Азии, что послужило базой для последующих более детальных, в том числе поисковых, работ.

Неизученность края, скудные сведения о минеральных месторождениях нередко приводили ученых к неверным заключениям о золоторудных перспективах Средней Азии. Так, И. В. Мушкетов (1910) считал сомнительным развитие здесь «хоть сколь-нибудь крупных золоторудных (россыпных) предприятий». Подчеркивая, что «в Туркестане до сих пор не открыто ни одного коренного месторождения» (стр. 125), он тем не менее предполагал возможность нахождения их в гранитах.

В. Н. Вебер писал: «Почти все, что мы по сей день знаем по месторождениям металлических ископаемых, было туземцам известно до прихода русских, и... новые открытия весьма сомнительны» (Вебер, 1917, стр. 145—150). Однако некоторые современники И. В. Мушкетова и В. Н. Вебера не разделяли их скептических мнений. Так, А. А. Андреев (1912) в «Каталоге полезных ископаемых русского Туркестана» объяснял отсутствие промышленных золотоносных россыпей особыми условиями выветривания и переноса материала коренных месторождений. Он указывал на возможность нахождения коренных месторождений, упоминая о наличии таковых на Чаткале. Это правильное объяснение имеет цену и в настоящее время. В каталоге А. Андреева на территории современного Узбекистана описывается 6 районов с известными месторождениями полезных ископаемых. Из них золотые месторождения упоминаются в 5: I — Чирчикский район: между Ходжикентом и Чарваком, в урочище Адамташ, не доходя до р. Худойдот, бассейны рек Терс, Сандалаш и Пскем (очевидно все россыпи); II — Кассанский район: Кассансай, Тузашу (Тышашу); III — Фергана: Шахимардан (кварцевые жилы с лимонитом в сланцах девона, ниже устья р. Анхор), р. Сох вблизи зимовки Сугут; IV—Карамазар: Актурпак, Долоны; V — Самарканд (Зарафшан): бассейн рек Куштут, Фандарья, и верховья реки Матча.

В Бухарском районе, Кызылкумах и Тамды отмечено наличие лишь бирюзы, а в Джангельды (Кульджуктау) — солей и серных источников. На «скудность» полезных ископаемых в Бухарском и Самаркандском районах указывает В. Н. Вебер (1917).

Внимания заслуживает статья Г. Леонова о благородных металлах в Туркестанском крае, опубликованная в 1918 г. Опираясь на исторические источники и работу В. В. Бартольда, он говорит о добыче в глубокой древности железа и сереброносной свинцовой руды в Канигуте. Автор упоминает о чеканке в Коканде и Бухаре монет из своего золота. Перспективными он считает главным образом восточные районы Туркестана и Тянь-Шаня (Терс, Майдантал, Кассан, р. Нарын у Учкургана и р. Аксу, приток р. Арысь), а также северные районы Памира. «Богатые золотоносные жилы кварца, открытые на концессии Памирского золотопромышленного товарищества, и большие золотоносные россыпи из Бухарских владений показывают, что владения России могут снова стать поставщиком золота...» (стр. 43).

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Средняя Азия — древний Мавераннахр (б. Туркестанский край), и в том числе нынешняя территория Узбекистана, с древнейших времен (т. е. с V—VI вв. до н. э.) в целом была известна как золотоносная страна. Мы говорим в «целом», ибо в различные исторические эпохи отдельные районы золотодобычи были забыты и долго бездействовали. Это относится к золоторудным месторождениям Западного Узбекистана, особенно Кызылкумов и Нуратинских гор. Они были известны до нашей эры, в VII—VIII столетиях, а некоторые из них — в XVI—XVII. Начиная с XVIII в. о них почти нигде не упоминается.

Возможно, крайне тяжелые природные условия Кызылкумов, в частности отсутствие текучих вод для промывки, затрудняли беспрерывную эксплуатацию золотых месторождений этого района. В то же время в таких благоприятных районах, как Чаткал, окрестности Ферганы, Зарафшана, верховья Амударьи золоторудные объекты разрабатывались в течение многих веков.

2. Почти все золоторудные поля Узбекистана и Средней Азии были известны и разрабатывались в древности. Некоторые из этих разработок достигают колоссальных масштабов, значительных глубин и поражают современного специалиста своими размерами. Громадные штабеля перемытых валунов на расстоянии десятков километров вдоль Кассансая дают представление об объеме промытых россыпей; огромные отвалы на засыпанных карьерах рудопроявления Андагуль (в том же районе) заставляют восхищаться умением наших предков находить и разрабатывать месторождения в самых трудных условиях. Эти разработки по размерам можно сравнить лишь с древними серебряными рудниками Шаша (Канимансур и др.). В 39 из 44 золоторудных полей (34 коренных и 10 россыпных), известных в настоящее время в Средней Азии, обнаружены следы древних разработок. В Узбекистане в четырех золоторудных точках (Мурунтау, Кокпатас, Тамдыбулак и Чаваксай) непосредственно не обнаружены древние выработки. Однако они имеются на соседних полях или окраинах. Так, на западной окраине Мурунтау на Бесапанском участке и далее на запад известны крупные выработки Тасказган, Зимбильтау и Джаргантау, проходку которых на предмет добычи золота и попутно на бирюзу ряд исследователей (Петров, 1940; Хамрабаев, 1958; Хамрабаев, Касымов, Рахматуллаев, 1964) считают доказанной. Отсутствие выработок непосредственно в Мурунтау, по-видимому, объясняется чрезвычайно мелкими размерами («субмикроскопичностью») золота в нем, что крайне затрудняет извлечение его из руд.

3. Древнейшие представления о специфике горнорудного промысла отдельных районов Средней Азии в известной мере согласуются с нынешними. Исторические данные о золотоносности Западного Узбекистана, Южного Таджикистана, Ангрена, Чаткала и Северной Ферганы (Кассан) подтверждаются современными исследованиями, раскрывшими их перспективы. Однако имеются пункты, известные в древности как золоторудные, но ныне не достаточно подтвержденные: Шейх-Джейли в Султануиздаге (Каракалпакия), долина р. Зарафшан с районами, прилегающими к Джизаку и Самарканду (в особенности Чупаната, окрестности г. Джизак, горы Мальгузор); эти районы в целом были известны у историков древности как «область Буттем»; Южная Фергана в бассейнах рек Сох, Шахимардан и м. б. Акбура к югу от Оша. Это заставляет обратить внимание на ревизию золотоносности упомянутых районов. Известно, что по окраине Южной Ферганы в области развития гранитоидных интрузий проходит пояс с точками золото-мышьяковой и кобальтовой (Акджилга и др.) минерализации. В районе гор Мальгузор, около Джизака, где продолжается восточная часть Нуратинского золоторудного пояса, установлены небольшие проявления золотой минерализации (И. Х. Хамрабаев, Э. Искандеров и др., 1960). Район Шейх-Джейли в Султануиздаге, так же как и другие районы этих гор, тяготеющие к Актаускому интрузиву, на основе новых находок здесь рудных, в частности золоторудных, проявлений и идей о связи Тянь-Шаня с Южным Уралом рассматривается как возможный узел золоторудной минерализации.

4. Самые ранние геологические и минералогические наблюдения в Средней Азии проведены гениальными учеными средневековья Абу Али

ибн Сина и Абуррайхан аль Бируни. Первые специальные регионально-геологические исследования и геологическая карта Средней Азии (Туркестана) выполнены выдающимися русскими учеными И. В. Мушкетовым, Г. Д. Романовским, В. А. Обручевым и другими после присоединения Туркестана к России. Результаты их изучений легли в основу современных представлений о геологическом строении Средней Азии, в частности Узбекистана, и способствовали выявлению золоторудных богатств этого края.

История изучения золоторудных формаций в Советское время

Всестороннее и глубокое изучение геологии нашей страны, выявление полезных ископаемых, в том числе золоторудных проявлений, стало возможным только в советское время.

В истории развития геолого-поисковых, съемочных, разведочных работ на золото и научных исследований при Советской власти можно выделить два периода.

I период охватывает начало геологического изучения территории республики. В течение этого периода проводились государственные геологические съемки (I этап, 1920—1935 гг.) и осуществлялись поиски на золото наряду с кустарными промыслами старательскими артелями (II этап, 1936—1945 гг.).

II период характеризуется систематическими и планомерными геологическими изысканиями и открытиями, сопровождающимися интенсивным расширением геологоразведочных работ (III этап, 1945—1956 гг.). В этот период наряду с усилением поисков и разведок золоторудных месторождений проводятся геофизические, петрологические и минералого-геохимические исследования. Все это привело к переоценке старых золоторудных районов и выявлению новых перспективных (IV этап, 1957—1967 гг.). Узбекистан стал одной из ведущих в Советском Союзе республик по запасам золота.

Рассмотрим более подробно отдельные этапы.

I этап (1920—1935 гг.)—это начало новой эры в Узбекистане. Но, как отмечает Б. Н. Наследов (1935), в первые годы после гражданской войны на общий курс исследовательских работ в области установления горных богатств существенно влияли неблагоприятные для Средней Азии прогнозы и заключения о незначительности ее рудных запасов. Кроме того, на первых порах необходимо было восстановить народное хозяйство молодой республики. Поэтому собственно геологоразведочные работы не проводились до 1925 г. в Карамазаре и до 1930 г. в Западном Узбекистане.

Академик Д. И. Щербаков еще в 1928 г. высказал мысль о золотоносности Юго-Западных Кызылкумов.

Следует отметить, что впервые золото в Кызылкумах обнаружено Н. А. Зарудным в 1917 г. в образце кварца из гор Тахтатау (восточная часть Букантау). В начале тридцатых годов Кызылкумская геохимическая и Таджикско-Памирская экспедиции АН СССР под руководством Н. П. Горбунова, А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова изучили основные черты геологического строения Западного Узбекистана.

В 1930—1933 гг. в Нуратинских горах Н. А. Смирнов провел геологосъемочные работы. В результате он правильно осветил геологию гор Нуратау и дал схему тектоно-магматического развития, которая не потеряла научной ценности до настоящего времени. Им выявлены основные золотопроявления района и ряд древних выработок на золото (Кансай, Караулхана, Гум и др.).

Весьма значительными (1934—1935 гг.) были работы Н. А. Смольянинова, Б. Л. Баскина, В. С. Мясникова и В. П. Флоренского, установивших золото в синтабских жилах и в единичных шлихах по рекам Сарай и Акчоп (Северный Нуратау). В 1937 г. А. Б. Габелко и А. Л. Данильянц, а в 1939 г. Б. Н. Грозин, В. А. Ермоленко и Д. Н. Давыдов после опробования древних выработок дали положительные оценки Синтабскому золоторудному месторождению.

В 1931—1932 гг. сотрудники Кызылкумской экспедиции АН СССР А. Ф. Соседко, Л. Л. Шилин и Л. А. Кравченко изучали Тамдынский и Алтынтауский горные массивы в Кызылкумах (Соседко, Кравченко, 1935). В южной части Тамдытау они установили три поля кварц- и кварц-полевошпатовых жил с арсенопиритом, пиритом и скородитом, а в одной из жил — с золотом. В 1934 г. Л. А. Осипов нашел видимое золотовыделение около аула Бесапан. А. Ф. Соседко рекомендовал провести широкие поисковые работы на золото в Центральных Кызылкумах, особенно в районе Бесапана, Алтынтау и Тахтатау.

Началом современных исследований Восточного Узбекистана можно считать 1925 г., когда С. Ф. Машковцев провел геологическую съемку и разработал схему геологического строения Карамазара, отметив ряд древних рудников и рудных месторождений. С 1926 г. под руководством Б. Н. Наследова Карамазар и Моголтау подвергаются усиленному и всестороннему исследованию, сопровождаемому поисковыми и разведочными работами. Рудные возможности Карамазара впервые обсуждались в 1930 г. на II Всесоюзной конференции по цветным металлам в Ленинграде, а в дальнейшем — на различных всесоюзных геологических конференциях. Все разведочные работы в 1930 г. велись Среднеазиатским районным геологоразведочным управлением (САРГРУ). Огромные геологические материалы по Карамазару, полученные в сравнительно короткий срок, были блестяще обобщены Б. Н. Наследовым (1935, 1937). Кроме того, большое значение для развития этого региона в то время имели работы А. В. Королева, В. И. Смирнова, В. К. Брешенкова, Н. В. Дюгаева, Ю. А. Арапова, Ф. И. Вольфсона, А. Д. Каленова, а также А. Е. Ферсмана, В. М. Крейтера и Д. И. Щербакова.

С 1932 по 1936 г. А.С. Аделунгом, Н. В. Ивановым и Н. М. Синицыным были покрыты геологической съемкой Чаткало-Кураминские горы. К этому времени рудоносность Карамазара получила всеобщее признание, и он рассматривался как промышленная сырьевая база цветных металлов (главным образом свинца, цинка и меди).

Работы по выявлению собственно золоторудных объектов (преимущественно россыпных) велись в Таджикской республике Таджикской комплексной экспедицией в 1929—1932 гг. (Д. В. Никитин, В. И. Попов, Д. И. Щербаков), трестом Южцветметзолото ЦНИГРИ. Они послужили толчком в развитии поисково-разведочных работ на золото в Узбекистане. Исследования проводились в Алмалыкском районе после открытия С. Ф. Машковцевым в 1925 г. месторождения Кальмакыр. В 1928 г. Г. Г. Гудалин и С. А. Гвоздицкий частично опробовали, а трест Средазразведка провел электроразведочную съемку этого месторождения. В 1931 г. в результате геологической экспертизы Алмалыка геолог М. П. Русаков определил это месторождение как медно-порфировое с золотом. С 1931 по 1934 г. на месторождении проводят разведочные работы Средазгеотрест САРГРУ. В результате подтвердился прогноз М. П. Русакова, и Д. И. Богданович выявил собственно золоторудные проявления Сартабуткана и Актурпака.

На II этапе (1936—1945 гг.) первого советского периода продол-

жаются поиски новых золоторудных проявлений и различного рода геологоразведочные работы на прежних месторождениях.

В Западном Узбекистане, в Центральных и Юго-Западных Кызылкумах в 1938—1939 гг. проводили геологические исследования Н. П. Петров, А. Ф. Соседко, В. А. Захаревич и Т. И. Мястковский. Ими найдены золотосодержащие жилы на южном и северном склонах Тамдытау. А. Ф. Соседко (1937) указывал, что в районе Алтынтау, несомненно, имеются золоторудные месторождения и даже россыпи. Н. П. Петров (1940) придавал большое значение золоту в Кызылкумах. Он полагал, что во многих древних выработках производилась добыча золота, а не бирюзы. Для разведочных работ Н. П. Петров выдвигал окремнелые сланцы южных склонов Тамдытау, называя их Бесапаном, западную часть Кокпатаса под названием Куния в Алтынтау и др.

В Южном Нуратау в 1938 г. Б. А Грозин и М. Д. Троянов обнаружили Алтын-Казганские древние выработки на золото. В ноябре 1939 г. на южном склоне Северо-Нуратинских гор по р. Устук старателем Д. П. Дерновым найдено золото в аллювиальных отложениях. Это была первая находка россыпных формаций золота в Западном Узбекистане за Советское время. К. А. Брагин и А. С. Еремеев рекомендовали организовать здесь разведочные работы, которые и были успешно начаты в 1940 г. П. А. Козловым. На базе этих проявлений россыпного золота было создано Нуратинское эксплуатационное смотрительство. Д. М. Давыдов, проводя поиски золота на других участках Нуратинских гор, обнаружил древние выработки в золотосодержащих кварцевых жилах Давлят-Ходжа и Узун-Сакал. Он рекомендовал под разведку нижнее течение р. Устук (р. Акчоп). Разведку на Устукском золоторосыпном месторождении завершили в 1941—1942 гг. П. А. Козлов и А. П. Раковский. Изучением золотоносности Северо-Нуратинских гор занимались М. Ю. Мирбабаев (1941—1944 гг.) и отчасти В. Г. Бондарчук.

В Зарафшанском хребте сотрудниками ТПЭ А. П. Марковским, Т. М. Ивановой, Н. П. Ермаковым, Б. Н. Наследовым и др. к 1939 г. было выявлено много точек с различным оруденением. Б. Н. Наследов и Я. Г. Тер-Оганесов впервые отметили наличие золота на площади Мосрифской группы месторождений.

В Восточном Узбекистане систематические исследования были начаты лишь в немногих районах в 1935—1936 гг. В первую очередь изучались золоторудные проявления Алмалыкского района — Сартабуткан, Актурпак, Гольдуран, Кулькермес и россыпи по речкам Алмалык и Актурпак Ангрено-Кассанским отрядом Памиро-Тяньшанской конторы треста «Золоторазведка» под руководством Н. С. Короткова. В 1936 г. Ангрено-Кассанский отряд был реорганизован в Алмалыкскую геологоразведочную партию. В 1938 г. по инициативе А. В. Королева проводилась детальная геологическая съемка и изучались структуры рудных полей. Полученные материалы обобщены А. В. Королевым в его двухтомной монографии «Структура и металлогения Алмалыка». Алмалык стал крупным медно-молибденовым с золотом месторождением, где с 1942 г. началось развернутое строительство комбината.

Однако несмотря на некоторые успехи, изученность золоторудных формаций и сырьевая база золота были слабыми и не соответствовали имеющимся огромным потенциальным возможностям и природным ресурсам. Золоторудные поля изучались непланомерно и без достаточной теоретической основы. Добыча золота производилась на мелких золоторудных приисках обычно старательским, кустарным способом.

Россыпи разрабатывались в Северо-Нуратинском хребте, в доли-

нах рек Пскем, Чаткал, Чирчик, Кассан и Накпай с 30-х годов по 50-е. Коренное золото добывалось в Алмалыкском рудном районе на месторождении Сартабуткан (1942—1951 гг.). С 1965 г. рудное золото извлекается из комплексных меднопорфировых руд месторождения Кальмакыр Алтынтопканским горнообогатительным комбинатом им. В. И. Ленина.

Для геологоразведочных работ по Средней Азии в конце тридцатых годов было характерно резкое отставание научно-исследовательских работ, которые проводились различными организациями без общей координации, без определенной системы. Все это отмечалось на I Среднеазиатской геологической конференции по золоту, состоявшейся 1—4 декабря 1940 г.

С обобщающими докладами на этой конференции выступили А. В. Королев и В. И. Попов.

А. В. Королев считал, что основные золоторудные богатства Средней Азии созданы постмагматическими процессами поздневарисского этапа и дал предварительную классификацию типов золотого оруденения: 1) золотоносные скарны, 2) кварцевые жилы и 3) рассеянные руды в различных породах, измененных гидротермальным метаморфизмом. Золото в скарнах образовалось в результате наложения гидротермальных процессов на более ранние образования скарнов (Акташ в Киргизии, Кумбель, Кассан, Алтынтопкан). С золоторудными кварцевыми жилами связаны, по А. В. Королеву, мезотермальные месторождения (Сартабуткан, Кулькермес, Синтаб, Алтынказган, Нарынкол и др.), которые в структурном отношении подразделялись на трещинные, структуры контакта и пластовые тела в физически анизотропных сланцевых породах. Рассеянные руды автор относил к гипо-мезотермальному классу и делил на 3 структурных типа: 1) сложные секущие разломы (Памир), 2) связанные с направлением напластования пород и 3) возникшие при минерализационном оседании пород (Кальмакыр). Однако последний тип впоследствии правильно был отнесен М. П. Русаковым к вкрапленным медно-порфировым рудам с золотом. Неясным в то время был вопрос о возможности нахождения в Средней Азии типичных мезоэпитермальных золоторудных месторождений, которые, как известно, выявлены в настоящее время в некоторых районах распространения вулкано-плутонических формаций. На основании имеющихся данных наиболее перспективными на рудное и россыпное золото А. В. Королев считал Памир, Северную Киргизию, Нуратинский район и Алмалык с Ангреном. Он указывал на необходимость немедленной постановки широких геологоразведочных работ на медно-порфировых (Кальмакыр, Джаныбек и др.) и собственно золоторудных месторождениях (Сартабуткан, Кулькермес, Гольдуран, Актурпак), на россыпное золото в нижнем течении рек Алмалык, Накпай, Ангрен. А. В. Королев указывал также на целесообразность специального изучения золотоносности мезозойских, третичных и четвертичных отложений (выше по Ангрену), а также террасовых и русловых образований. А. В. Королев первый выделил Великий золотой пояс Советского Союза, протягивающийся с Урала на Тянь-Шань.

В. И. Попов выделил формации покровов, представленные осадочными свитами с древними и молодыми золотоносными россыпями, и формации основания, сложенные дислоцированными вулканическими и метаморфическими породами, с которыми связаны все золоторудные месторождения. Он дал классификацию золотоносных россыпей Средней Азии.

На конференции было решено начать поисковые работы в перспективных районах Нуратау и Кызылкумов, Гиссарском хребте, а для

490

целенаправленного проведения геологоразведочных работ на золото в Узбекистане — организовать трест Узбекзолоторедмет.

С 1945 г. в Нуратинских горах и Кызылкумах трестами Узбекзолоторедмет, Средаззолоторазведка и Средазцветметразведка проводятся рекогносцировочные поисковые и небольшие разведочные работы, а Геологическим институтом УзФАН — научные исследования, особенно по Западному Узбекистану.

В Кураминских горах в Алмалыкском рудном поле развертываются тяжелые разведочные работы (П. Н. Доменик и др.); на всей площади между водоразделами Чаткальского и Кураминского хребтов четырьмя поисковыми отрядами (А. С. Еремеев, В. Ф. Гарбузова, Д. Н. Давыдов, Н. Копылов, Н. П. Дегтярев) ведутся поисковые работы. Установлено, что этот район не представляет большого интереса на россыпи, но весьма перспективен на эндогенное золотое оруденение. Большая работа по изучению геологического строения Курамы, Чаткала, истории магматизма и других вопросов в этот период (1936—1945 гг.) проделана К. Н. Вендландом, Н. П. Васильковским, А. А. Петренко, А. Д. Каленовым, К. А. Брагиным, К. Ф. Налетовой и др.

Наибольшие успехи в поисках и изучении золоторудных формаций достигнуты на втором советском этапе. Они, в первую очередь, относятся к территории Западного Узбекистана.

Х. М. Абдуллаевым (1946) сделана первая попытка обрисовать черты металлогении Западного Узбекистана. Обобщая данные по известным золоторудным и редкометальным проявлениям гор Нуратау, он отметил их склонность к поясовому расположению.

В деле научного обоснования рудных перспектив этого региона большое значение имели исследования Института геологии и геофизики АН УзССР по петрологии и металлогении, начатые в 1946 г. под руководством Х. М. Абдуллаева.

Так, И. Х. Хамрабаев в результате многолетнего (1947—1956 гг.) изучения магматизма и постмагматических проявлений Западного Узбекистана впервые установил золото-арсенопиритовый тип оруденения, открыл и описал ряд рудопроявлений этого типа. Установлены главнейшие закономерности распределения эндогенных рудных, в том числе золотых, рудопроявлений. Выделен Нуратинский золоторудный пояс, простирающийся от г. Джизак до южных и северо-восточных частей Тамдынского горного массива в Кызылкумах. Внутри пояса выделены полосы и узлы с различной степенью перспективности и даны рекомендации для проведения буровой разведки в горах Нуратау.

Установленный И. Х. Хамрабаевым парагенезис золота и мышьяка впоследствии был использован при поисковых работах, приведших к выявлению Мурунтауского рудного поля.

Е. А. Карпова составила первую металлогеническую схему Тянь-Шаня и Памира (1958). На ней выделено два типа металлогенических зон, связанных с гранодиоритовым комплексом и комплексом кислых гранитов. Среди зон первого типа автором намечена Нуратинская с вольфрамовым, молибденовым и золотым оруденением.

В этот этап был выявлен ряд рудопроявлений золота в республике, в том числе Чадакское в Кураминских горах сотрудниками Узбекского геологического управления Л. Г. Луниной и Д. П. Ляшкевич. Разведочные работы на этом и других объектах, проводившиеся бывшей конторой «Узбекзолото» (Ф. С. Байбеков и Ю. А. Аверин), были завершены на следующем этапе. Анализируя материалы предыдущих исследований, В. Г. Гарьковец пришел к выводу о несоответствии между малыми масштабами работ на золото последних лет и широкими возможностями выявления золоторудных месторождений. В связи

с этим В. Г. Гарьковец вместе с Х. Т. Туляганом разработали и осуществили мероприятия по немедленному развитию работ в республике.

В 1957 г. были организованы тематические работы в двух экспедициях — Ревизионно-тематической и Геофизической (В. Г. Гарьковец, Н. Б. Вольфсон, А. Г. Хваловский, Л. З. Палей и др.), намечены объекты исследований и составлены проекты поисковых работ на 1958 г.

В соответствии с этими проектами геолого-геофизико-геохимические исследования сотрудников Орджоникидзевской геофизической экспедиции (Ю. Н. Мордвинцев, П. В. Храмышкин, С. И. Лукьянов), выполненные с учетом вышеупомянутого парагенезиса мышьяка с золотом, выявили коренную золотоносность в горах Мурунтау. Ревизионные работы, проводившиеся сотрудниками тематической экспедиции (Л. З. Палей, Е. И. Абрамов и др.), подтвердили золотоносность Мурунтау, а также Тамдытау (Тамдыбулакское поле). Последняя была установлена ранее (1951) И. Х. Хамрабаевым. Предварительные разведочные работы в 1959 г. установили огромные масштабы оруденения на Мурунтауской площади, а в 1960 г. определилась промышленная сущность вскрытой тогда части месторождения (В. М. Шурыгин, И. М. Фейгин, Е. И. Абрамов, М. У. Усманов). Разведочные работы на месторождении начались с конца 1961 г., а к 1965 г. было доказано, что оно является крупнейшим золоторудным объектом Советского Союза. Работы на месторождении осуществлялись большим коллективом Тамдытауской партии, ныне Кызылкумской экспедиции (К. Б. Шулятников, Т. И. Биншток, Г. В. Горев, В. В. Лаптев, Г. В. Касавченко и др.), треста Самаркандгеология (И. С. Сокол, В. С. Зверев, Ю. М. Лезин, В. А. Талалов и др.) при активном участии аппарата Министерства геологии УзССР (А. А. Манучарьянц, К. А. Брагин, И. А. Айзенштат, Г. И. Малматин, А. А. Хлусцов, М. А. Анке и др.) под руководством Х. Т. Туляганова и при постоянном руководстве геолого-разведочными работами на всех стадиях изучения месторождения В. Г. Гарьковца.

В целях выяснения условий для рациональной эксплуатации рудного поля Мурунтау от Узгипроцветмета проводил работы Н. К. Киндер. Он предложил считать месторождение Мурунтау представителем штокверкового типа и произвел ориентировочный подсчет запасов металла на массу измененных пород.

Активное содействие изучению и разведке месторождения оказали многие специалисты Советского Союза: министр геологии СССР А. В. Сидоренко, Х. М. Абдуллаев, В. И. Кузьменко, В. А. Перваго, Г. В. Фосс, И. Н. Скорина, В. П. Виноградова, И. С. Рожков, И. И. Малышев, Н. И. Бородаевский, С. Д. Шер, И. Д. Коган, П. Л. Калистов, А. Г. Комиссаров, А. Г. Петров, П. С. Марков, К. Л. Бабаев, Б. В. Колокольчиков, М. П. Просняков, А. А. Ямнов, М. Р. Рамазанов, А. А. Буторин, И. Д. Чумаков, Е. С. Ахмеджанов, Т. И. Исаев, Е. И. Быченков, К. Л. Пожарицкий, А. Б. Габелко, П. А. Шехтман и др.

Открытие Мурунтауского месторождения оказало значительное влияние на изменение представлений о перспективах золотоносности территории Средней Азии, а достигнутые за короткое время результаты утвердили отношение к данной территории Союза, как к новой золотоносной провинции. Это дало толчок к существенному расширению работ по всестороннему изучению золоторудных проявлений и полей в различных регионах Узбекистана усилиями многих организаций.

Так, Министерством геологии УзССР выполняются поисковые и ревизионно-тематические исследования, приводящие к открытию новых золоторудных полей и рудопроявлений—К. В. Стуковой в Зирабулак-Зиаэтдинских горах; Н. Б. Вольфсоном и М. А. Чембарисовым в Северо-Нуратинских горах; Л. З. Палеем и др. в Ауминзатау и Султануиздаге; Ю. В. Финкельштейном, Х. Р. Рахматуллаевым, Р. В. Цоем и др. в Буканатау; Н. И. Крыловым и др. в Ауминзатау и Бельтау; Х. Ю. Чернявским, В. А. Лименовским в других районах Западного Узбекистана. Сотрудниками треста Самаркандгеология рудопроявления установлены также в Южном Узбекистане (О. М. Дегтярев, Я. В. Москало, В. Л. Семенов и др.). Институтом геологии и геофизики АН УзССР, Среднеазиатским институтом минерального сырья (САИГИМС), кафедрами ТашГУ и ТашПИ проводились работы по изучению петрологии, минералогии и геохимии золотоносных площадей и зон в Центральных Қызылкумах и Северном Нуратау. Это позволило выяснить вещественный состав руд, формы проявления золота, его парагенезис и этапы отложения (И. Х. Хамрабаев, Х. Р. Рахматуллаев, Р. П. Бадалова, Э. А. Маркова, А. К. Қасымов, А. Курбанов, С. Рузматов и др.).

Эти работы сопровождались выявлением новых золоторудных точек и типов оруденения или способствовали этому. Так, в результате исследований Х. Р. Рахматуллаева установлена золотоносность гор Қокпатас и Окжетпес, Н. И. Борозенца, Л. З. Палея и М. У. Усманова — Аумынза и Султануиздага. И. Х. Хамрабаевым и Х. Р. Рахматуллаевым выявлен новый для Узбекистана лиственитовый тип золотого оруденения, являющийся характерным для Урала.

Одновременно Институтом геологии и геофизики в Центральных Қызылкумах организованы впервые в Средней Азии биогеохимические исследования, выявившие новые золоторудные аномалии, скрытые под наносами в южной части Тамдынских гор (Х. Арипова, Р. Талипов и др.).

Через некоторое время стали развиваться поисковые, разведочные, тематические, геофизические и геохимические работы на золото в Чаткало-Кураминских горах, где также выявлены новые рудопроявления в Алмалыкском районе (Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов и др.), в западной части Чаткальского хребта (М. М. Лебедь, А. П. Агафонов), в пределах Ангренского плато (Х. Б. Фаттахов), в Пскемском хребте (Г. Г. Веретенников), в Ангренском районе (О. В. Белоплотова, М. Сулейманов, Курбанов, М. И. Вячкина, З. Д. Лухтанова, Г. Г. Шестаков, В. А. Балковой, В. М. Шурыгин, Л. И. Марков, Ю. А. Иванов, М. Умаров, Ю. В. Бородин и др.). Открыто и всесторонне изучается Қочбулакское рудное поле (И. Л. Яицкий, Г. И. Малматин, Д. В. Мустафин, В. В. Мартынов, В. И. Александров, Ф. А. Арипов и др.) и другие рудопроявления.

Минералогией и геохимией золота в Қарамазаре в разные годы занимались З. А. Королева, С. Т. Бадалов, М. И. Моисеева, А. К. Қасымов, Р. П. Бадалова, М. С. Кучукова и др. В результате этих работ установлены закономерности распределения золота в рудах, формы его нахождения, а также его минералы-носители и концентраторы в месторождениях.

В последние годы организованы специальные работы по изучению россыпей Узбекистана (Ф. С. Байбеков, Л. З. Палей и др.). Определенное место в этом занимает палеогеографический метод, используемый в Министерстве геологии в качестве метода поисков погребенных россыпей дочетвертичного возраста (Е. А. Қочнев, Х. У. Узаков, А. П. Титова, Н. И. Назарова и др.).

Усилиями коллективов Министерства геологии УзССР, Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева, ЦНИГРИ, САИГИМСа, кафедр ВУЗов г. Ташкента и др. продолжается изучение тектоники, магматизма, метаморфических комплексов золоторудных площадей, закономерностей образования и размещения золоторудной минерализации на территории Узбекистана. В поясах, зонах, рудных полях и на месторождениях ведутся тщательные минералого-геохимические исследования, совершенствуются методы поисков месторождений золота, разрабатываются вопросы рациональной методики поисков и разведки месторождений путем совершенствования буровых, горнопроходческих, опробовательских работ, технологии переработки руд и др.

Новейший этап истории изучения золоторудных месторождений Узбекистана по существу еще только начинается. Для него характерно широкое развитие научных исследований, открытие новых месторождений золота и значительное расширение минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности республики.

Часть 1

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ УЗБЕКИСТАНА

Глава I

К СИСТЕМАТИКЕ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗОЛОТА В УЗБЕКИСТАНЕ

УДК 553.41 (575.1) +553.065

Мысль о существовании в мире двух групп эндогенных золоторудных формаций, различающихся по условиям формирования и размещения, впервые высказана в 1865 г. Ф. Рихтгофеном (Richthofen, 1939). В 1877 г. Е. Зюсс, а в 1895 г. И. Фогт объединили все месторождения золота в две группы — юные и древние. После опубликования труда Ф. Байшлаг, П. Круш и И. Фогт (Beischlad, Krusch, Vogt, 1914) это деление на некоторое время закрепилось в науке о полезных ископаемых. В результате дальнейшего изучения было установлено, что обе группы различаются по глубинам формирования, принадлежности к интрузивным и вулканогенным комплексам и некоторым особенностям вещественного состава. В. Линдгрен (Lindgren, 1911) распределил все месторождения золота на три группы по глубинам формирования: приповерхностные (эпитермальные), малых глубин (мезотермальные) и образовавшиеся при высоких давлениях и температурах (гипотермальные). П. Ниггли (Niggli, 1925) выделил пять групп глубинности формирования месторождений. Ф. Бушендорф (Buschendorf, 1930) предложил деление золоторудных жил по их сульфидности на богатые и бедные. В отечественной литературе деление золоторудных месторождений по сульфидности развивается Н. В. Петровской (1960).

На геологические причины трехчленного деления в науке о полезных ископаемых впервые указал М. А. Усов (1931), который все эндогенные месторождения, в том числе золоторудные, связывает с формациями рудогенерирующих магматических пород, соответственно выделяя три группы месторождений — абиссальные, гипабиссальные и эффузивные. Позже Г. Шнейдерхен (Schneiderhöhn, 1941), исходя из этих же генетических особенностей, выделил две группы золоторудных месторождений — гипабиссальные и субвулканические.

Значительно расширили наши представления об условиях формирования эндогенных месторождений и их связи с различными глубинными комплексами магматических пород работы Х. М. Абдуллаева, А. Г. Бетехтина, М. Б. и Н. И. Бородаевских, С. А. Вахромеева, В. С. Коптева-Дворникова, Д. С. Коржинского, В. Н. Котляра, В. М. Крейтера, В. А. Кузнецова, И. Г. Магакьяна, В. К. Монича, Г. Г. Родионова, И. С. Рожкова, В. И. Смирнова, С. С. Смирнова, Н. Д. Соболева, П. М. Татаринова и мн. др. В частности, в одной из последних работ Н. И. Бородаевского (1964) за основу выделения генетических типов золоторудных месторождений также принят признак фациальности кислых изверженных пород, и все месторождения

соответственно распределены по группам — плутоническая (золоторудные скарны), гипабиссальная (связанная с малыми интрузиями; большинство месторождений СССР), субвулканическая и экструзивная (значительная группа), приповерхностная в узком ее понимании (месторождения, образованные в результате процессов эксгаляции, регенерации, смешения вадозных и ювенильных вод или только вадозными водами).

Золоторудные месторождения и рудопроявления Средней Азии классифицируются по температурам рудообразования А. В. Королевым (1942), по вещественному составу — И. А. Айзенштатом (1959), И. С. Рожковым (1967), по сульфидности — Р. П. Бадаловой и Л. З. Палеем (1966). И. Х. Хамрабаев (1958) среди золоторудных проявлений Западного Узбекистана выделяет два типа: золото-арсенопиритовые и золото-кварцевые.

В данной работе в основу систематики месторождений золота в Узбекистане, как и для других эндогенных формаций республики («Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 1 и 2), положены следующие принципы: вещественный состав месторождений с учетом количественных взаимоотношений минералов, определяющий название формации, глубинность их формирования, связь с различными по глубинности фациями магматических пород и родственность происхождения разнометальных формаций, объединяемых в семейства (Малахов, 1966).

В приводимой ниже классификации под рудной формацией мы понимаем группы месторождений с типичными для нее экономически важными устойчивыми парагенетическими минеральными ассоциациями, образовавшимися приблизительно одновременно в сходных физико-химических и геологических условиях. Рудная формация обычно образуется в один этап минерализации и содержит несколько парагенетических минеральных ассоциаций, соответствующих стадиям минерализации.

Название рудной формации определяется главным нерудным минералом (минералами) и экономически важными рудными минералами, которые могут принадлежать к одной, иногда к двум и даже трем парагенетическим минеральным ассоциациям. Наименование рудной формации образуется из двух—четырех названий минералов, расположенных в порядке возрастающего количественного их развития на месторождениях. Сначала пишутся ведущие нерудные минералы, затем рудные. В скобки заключаются названия минералов или их групп, имеющих важное генетическое, иногда и практическое значение. При определении рудной формации учитываются суммарные количественные взаимоотношения минералов или их групп в рудах. При написании формулы рудной формации приняты сокращения, список которых приведен в конце книги. В предлагаемой схеме классификации (табл. 1) рудная формация является основной единицей.

Следующая категория предлагаемой классификации — семейство родственных рудных формаций. В это понятие вкладывается иной смысл, чем у А. Г. Бетехтина (1945) и И. Г. Магакьяна (1950). Оно близко к определению И. Н. Томсона и Р. М. Константинова (1961). В семейства родственных рудных формаций мы объединяем группы рудных формаций, имеющих общее происхождение, хотя минеральный и металлический состав их может существенно различаться. Предполагается генетическая или парагенетическая связь эндогенных семейств рудных формаций с магматическим источником, формирование которого происходит в определенной фазе (близкого родства) или на определенном тектоно-магматическом этапе (более далекого родства). Выс-

Таблица 1

Золоторудные формации Узбекистана

Уровень глубинности образования м-ний	Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудные формации	Примеры
Приповерхностный	Гидротермальный	Кварц-сурьма-теллур-серебро-золотых — {Кв-Te, Sb)-Ag--Au}	Кварцево-полисульфидная золоторудная с теллуридами [(Кв-(телл) сфд-Зол]	Кочбулакское рудное поле, Нагиаг (Венгрия), Крипл Крик (Невада), Сан Жуан (Колорадо)
			Пирит-золоторудная с теллуридами [(телл)-Пи-Зол]	Бургундинское рудное поле
		Кварц-серебро--золотых {Кв-Ag, Au}	Кварц-пирит-золоторудная (электрум)—[Кв-Пи-Эл]	Алмалыкское (Центральный блок) и Кызылалмасайское рудные поля, Кремница (ЧССР)
			Адуляр-карбонатно-кварц-золоторудная (электрум) — [Адл-карб-Кв-Эл]	Чадакское рудное поле, Лебонг-Донок (Суматра), Эл-Оро (Мексика)
Переходный		Серицит-кварц--молибдено-золото-медных {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}	Кварц-пирит-золоторудная-[Кв-Пи-Зол]	Алмалыкское рудное поле (Северный блок)
	Скарново-гидротермальный	Кварц-медно-золотых {Кв--Cu-Au}	Скарново-халькопирит-золоторудная [ск-Хп--Зол][1]; кварц-халькопирит-золоторудная [Кв-Хп-Зол]	Рабинджанское и Яхтонское рудные поля
Гипабиссальный	Гидротермальный	Кварц-серебро--сурьмяно-мышьяково-золотых {Кв-(Sb,Ag)-As-Au}	Кварц-золоторудная [Кв-Зол]; кварц-пирит--арсенопирит-золоторудная—[Кв-Пи, Ап-Зол]	Западный Узбекистан, Мурунтауское, Синтабское, Кокпатасское рудные поля, Брандхолц—Голдкранах, Мотор Голд Майн
			Арсенопирит-пирит-золоторудная подформация с кварцем—[(Кв)--Ап, Пи-Зол]	Кокпатасское рудное поле, Високи Тауер, некоторые участки Кам и Мотор Голд Майн
			Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная (электрум) подформация [Кв-Пи-Ап-Эл]	Каракутанское рудное поле

[1] На развитие этой формации на территории Узбекистана указывают Х. Н. Баймухамедов и А. С. Курбанов.

казываются мнения о различных возможностях происхождения вещества рудных месторождений — вынос постмагматическими флюидами, заимствование из вмещающих рудоносные структуры пород (особенно для химических элементов с высокими кларками).

Рудные формации близкого родства, входящие в семейство, обычно приурочены к геологически одновозрастным структурам, развитие которых сопряжено с конкретной фазой рудогенеза и магматизма.

Для месторождений семейства характерна общность некоторых парагенетических минеральных ассоциаций, которые могут образовывать самостоятельные и пространственно разделенные месторождения, зональное размещение их, геохимическое родство и т. д. В качестве примера можно привести семейство кварц-серебро-сурьмяно-мышьяково-золотых формаций — {Кв-(Sb, Ag)-As-Au}, состоящее из арсенопирит-пирит-золоторудной с кварцем [(Кв)-Пи-Ап-Зол] и кварц-серебро-антимонитовой [Кв-(Срб)-Ант] рудных формаций (Кокпатасское рудное поле).

Анализ геологических условий формирования золоторудных месторождений и рудопроявлений Средней Азии показал, что все они принадлежат к двум генетическим типам — скарново-гидротермальному и гидротермальному, а по условиям глубинности могут быть распределены на три группы — приповерхностную (преимущественно субвулканическую), переходную и гипабиссальную. Имеются некоторые данные о существовании мелких рудопроявлений регенерированного типа и нет геологических фактов, указывающих на наличие абиссальных месторождений золота на территории республики.

Формации золота, образовавшиеся в приповерхностных условиях

К приповерхностным золоторудным формациям Узбекистана относится два семейства кварц-сурьма-теллур-серебро-золотых и кварц-серебро-золотых, представленных четырьмя типами формаций (табл. 1). Образование их связано с проявлением вулкано-плутонической формы деятельности магматизма.

Эти месторождения образуют группу субвулканических (Schneiderhöhn, 1941; Смирнов, 1965; Бородаевский, 1964 и др.) золоторудных формаций. Они развиты в областях, где широко представлены палеозойские и пермо-триасовые вулканогенно-плутонические образования, и имеют следующие черты сходства.

В пределах Чаткало-Кураминского региона большинство месторождений и рудопроявлений субвулканических золоторудных формаций локализовано в средних и кислых вулканических породах уя-минбулакской (C_{1-2}) и акчинской[1] (C_2) свит, характеризующихся суммой щелочей — 6,62 и 6,39% — и незначительным преобладанием окиси калия над окисью натрия, отношения которых соответственно равны 1,23 и 1,18 («Петрография Узбекистана», кн. 2). Фигуративные точки усредненных проб уя-минбулакской (липарит-андезит-дацитовая формация) и акчинской (дацит-андезитовая формация) свит располагаются на петрохимических диаграммах очень близко, что указывает на сходство их составов (Раджабов, 1964). По В. А. Хорвату и П. И. Салову, породы обеих свит правобережья Ангрена по примесям значительно отличаются от послеакчинских пород. По данным спектральных анализов, в них, как и в горах Каржантау (по А. Р. Ярмухамедову), отсутствуют иттрий, иттербий, серебро, олово и ниобий. В. А. Арапов

[1] В акчинскую свиту включается и надакская.

(645 сп. анал.) и А. Р. Ярмухамедов (600 сп. анал.) в породах уяминбулакской и акчинской свит (Алмалык, Алтынтопкан, Курусай) установили редкую встречаемость иттрия, иттербия, олова, ниобия и серебра (несколько повышенный фон). В районе Лашкерека обнаружены все эти элементы, кроме серебра.

Для формирования эффузивных свит поздних и конечных этапов характерны приуроченность ко времени интенсивных горообразовательных процессов стадии развития геосинклиналей (средние этапы развития подвижных зон по Ю. А. Билибину), значительные мощности (уяминбулакская свита — 3,5 *км;* акчинская — до 2—2,5), преобладание в их составе андезитовых порфиритов, андезито-дацитовых и дацитовых порфиров (Васильковский, 1952, Раджабов, 1958, 1964) и размещение в областях кальдер проседания (Арапов, 1965) или прогибов (Аделунг, 1964). Здесь сосредоточено почти все промышленное золото.

В пределах рудных полей, размещающихся в вулканогенных свитах, широко развиты субвулканические фации (некки, субвулканы, дайки). Отмечается тенденция к размещению золоторудных минерализаций вблизи этих образований и даже частично в них. Состав субвулканических фаций также преимущественно андезито-дацитовый и характеризуется преобладанием в породах калия над натрием и повышенной щелочностью, что наблюдается в синхронных с ними эффузивах и лавах.

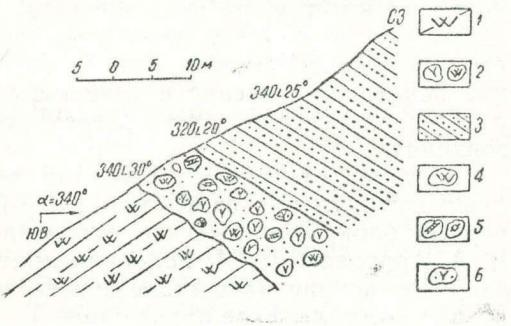


Рис. 2. Перекрытие акчинских вторичных кварцитов ($C_2^1 - C_2^2$) базальными конгломератами надакской свиты ($C_2^2 - C_3$) (верховье Каттакашкасая, р. Гушусай). Составил Д. Т. Хан, 1966.

1—акчинские вторичные кварциты ($C_2^1 - C_2^2$), 2—надакские базальные конгломераты ($C_2^2 - C_3$), *3*—тонко- и среднезернистые песчаники, *4*—обломки вторичных кварцитов, *5*—обломки кварцево-карбонатных жил, *6*—обломки порфиритов и других пород.

В пределах золоторудных полей отмечены дорудные (диабазовые порфириты), интрарудные (диабазовые порфириты) и пострудные (диабазы, дациты, кислые гранитоиды) дайки.

В отличие от широко известных субвулканических золоторудных мезо-кайнозойских месторождений Великого вулканического кольца, геосинклинали Тетис, Карпатской дуги и Востока СССР, семейство субвулканических золоторудных формаций Узбекистана представлено палеозойскими месторождениями. Все они размещаются в породах вулканогенных свит (C_1—C_2) и более древних образованиях. Накопилось достаточно геологических данных, указывающих на одновозрастность большинства промышленных месторождений с породами акчинской (C_2) вулканогенно-плутонической свиты. Это подтверждают: перекрытие кызыл-алмасайской золоторудной жилы толщей ингимбритов акчинской свиты; перекрытие на проявлении Каттакашкасая (рис. 2) эффузивами чадакской свиты брекчированной зоны, состоящей из обломков эффузивов и вторичных золотосодержащих кварцитов акчинского возраста; пересечение верхнеакчинскими дацитовыми дайками кварцево-золоторудной жилы в зоне Узун; размещение кочбулакских жил в акчинских интравулканических нарушениях; исчезновение кварцево-золоторудных жил, залегающих в породах акчинской свиты Цент-

рального блока Алмалыкского рудного поля, перед выходами гранодиоритов. Это свидетельствует о среднекарбоновом возрасте золотого оруденения большинства описываемых ниже рудных полей Кураминской подзоны.

Спорным и неясным остается вопрос о возрасте чадакских золоторудных жил. Более поздний возраст их подтверждается данными Н. И. Соловьева и А. В. Муромцева, наблюдавшими четкие пересечения золоторудной жилой (Северный участок) дайки альбитофиров. Дайка альбитофиров прослежена по простиранию как в акчинской свите, так и в низах нижнешурабсайской. Возможно, Чадакские золоторудные жилы относятся ко второму — пермо-триасовому этапу формирования золотого оруденения. Сюда же относятся мелкие золоторудные проявления, размещающиеся в пермо-триасовых толщах эффузивных пород. Некоторые из них, вероятно, возникли в результате переотложения за счет более древних золоторудных проявлений и регенерированы. *Эти рудопроявления, хотя и являются мелкими, могут иметь* важное поисковое значение в качестве индикаторов возможного промышленного оруденения золота в среднекарбоновых и более древних образованиях.

Следует отметить также, что возраст золоторудных проявлений переходных глубин семейства {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu} формаций (Северный блок, Алмалыкское рудное поле), согласно представлениям В. А. Арапова и Е. М. Головина, считается среднекарбоновым. Имеются и другие мнения о его возрасте, подробно изложенные ниже (см. раздел «Алмалыкское рудное поле»).

Как правило, эффузивы, пирокласты и субвулканические породы автометаморфизованы и регионально пропилитизированы.

В зонах развития золоторудных жил повсеместно наблюдается региональная и гидротермальная пропилитизация вмещающих эффузивов и метасоматический кварц в рудных жилах; в карбонатных породах — дорудная серпентинизация, доломитизация известняков, дедоломитизация доломитов.

Золоторудная минерализация отлагается в области активного воздействия восходящих (ювенильных) и нисходящих (метеорных) вод, широкого развития процессов выщелачивания, метасоматоза и замещения. При этом для образования пирита и жильных минералов из минералов вмещающих пород заимствуются главнейшие элементы (Si, O, Ca, Fe и др.).

Околорудная зональность изучена слабо. В Чадакском рудном поле по мере приближения к жилам отмечается зональное размещение изменений вмещающих пород. Менее четко оно проявлено в Кочбулакском рудном поле. Иногда по мере удаления от жил наблюдается усиление карбонатизации.

Золоторудные поля представлены разрывным типом. Золоторудная минерализация приурочена к узким зонам нарушений и трещиноватости, к трещинам, оперяющим более крупные разломы, к изгибам второстепенных разломов и их пересечениям; наблюдается параллельное и кулисообразное размещение рудных тел. Иногда эти жилы на значительных расстояниях размещаются параллельно дайкам.

В эффузивах широко развиты золоторудные крутопадающие, реже пологопадающие, преимущественно секущие жилы. Мощности их не превышают 4—5 *м*, обычно они меньше. По простиранию прослеживаются на сотни метров.

В карбонатных породах образуются метасоматические колчеданные тела. Дорудные стадии минерализаций характеризуются широким развитием метасоматоза, обусловливающего не только характер изме-

нений в эффузивах и карбонатных породах, но и широкое развитие в жилах метасоматического кварца.

Доминирующим минералом рудных тел, залегающих в алюмосиликатных породах, является кварц, количество которого обычно не опускается ниже 75%. В некоторых жилах широко развиты карбонаты и адуляр, иногда серицит. Альбит, хлорит и барит встречаются в подчиненных количествах. В колчеданных рудных телах, залегающих в карбонатных породах, в подчиненных количествах встречается кварц.

Кварц обычно массивный, тонкозернистый, часто характеризуется пластинчатым, зональным и колломорфным строением, имеет признаки образования из гелей. Широко распространен роговиковый кварц, почти всегда встречается гребенчатый. Серицит иногда имеет сиреневую окраску, кальцит — пластинчатый габитус.

К числу наиболее типичных и распространенных рудных минералов субвулканических формаций относятся самородное золото, электрум, пирит, блеклые руды, теллуриды золота, серебра и висмута, галенит, сфалерит, халькопирит, иногда самородное серебро и висмут, теллуриды свинца, бурнонит. Промышленными компонентами являются золото и серебро. Сульфиды (пирит, галенит, сфалерит) преобладают над сульфосолями. Среди последних господствует тетраэдрит. Теллуриды встречаются в подчиненных количествах, но в некоторых золоторудных рудных полях установлены повышенные их содержания, что позволило выделить здесь две самостоятельные формации, весьма близкие по составу к аналогичным формациям, выделенным ранее Г. Шнейдерхеном (1941). Количество сульфидов в жилах различных формаций колеблется в широких пределах — от нескольких весовых процентов в кварцевых жилах до 90% в метасоматических телах в известняках. В жилах одного месторождения установлен широкий диапазон колебаний содержания сульфидов.

Формирование месторождений золота характеризуется многостадийностью. Золото, блеклые руды и теллуриды золота, серебра и висмута выпадают в одну стадию минерализации (промышленную).

Пирит обычно предшествует этой стадии, а галенит выпадает позже или в конце промышленной.

Теллуриды золота и серебра (петцит, сильванит, гессит, калаверит, креннерит), как правило, предшествуют теллуридам свинца и висмута (тетрадимит, алтаит, теллуровисмутит, жозеит).

Самородное золото встречается преимущественно в виде пылевидных и очень мелких частичек. В месторождениях и рудопроявлениях [Кв-(телл)-сфд-Зол] и [(телл)-Пи-Зол] формаций золото имеет высокую пробность, находится в тесном срастании с теллуридами, блеклой рудой и сульфидами, в основном с пиритом, иногда с галенитом и халькопиритом (Королева, Маркова, 1966), с кварцем — от 7 до 15%. Пробность золота в субвулканических месторождениях колеблется от 502 до 700% (формации с электрумом) и от 849 до 900% (формации с теллуридами). Высокая пробность золота в некоторых субвулканических месторождениях Чаткало-Кураминских гор зависит от многих факторов. Кроме состава растворов, характера восстановителей (Звягинцев, 1941; Жемчужный, 1922), температуры и давления, важную роль играют повышенная щелочность золотоносных растворов (Щербина, 1965), возможная форма переноса золота в виде тиоауратов или гидросульфидов с отложением последних из растворов в виде пирита и самородного золота (Щербина, 1966), процесс самоочистки золота. Так, по нашему мнению, в месторождениях, где в заметных количествах присутствуют теллуриды золота и серебра, при распаде их в процессе обработки теллуридов гидротермальными растворами или в

результате более раннего выпадения из растворов теллуридов серебра концентрация последнего резко снижается и выделяется более позднее высокопробное золото.

На возможность образования самородного золота в результате разложения теллуридов указал в 1875 г. Пирс (Pearce), а обосновал эту теорию В. И. Вернадский (1909).

Образовавшееся таким путем золото имеется в жилах золоторудных формаций с теллуридами (Кочбулакское и Бургундинское рудные поля). В жилах с малым количеством сульфидов и теллуридов наблюдается низкая пробность золота (золоторудные поля с электрумом — Кызылалмасайское, Чадакское). Таким образом, высокая пробность золота в субвулканических и иных типах золоторудных месторождений зависит не только от времени отложения его совместно с сульфидами (Бадалов, Бадалова, 1964), но и от вышеупомянутых факторов. Это наглядно видно на примере золота из жил Саралинского рудного поля (Баженов, 1963), в которых крупное золото, отложившееся в (Кв-Пи-Ап-Зол) стадию (II), имеет пробность 750—800‰, а тонкозернистое (0,1 *мм*), выпадающее в (Кв-сфд-Эл) стадию (III),— 600—650‰. В самородном золоте, кроме серебра, установлены тысячные и сотые доли процента висмута, меди, ртути, сотые цинка, свинца, сурьмы, железа. В основном эти примеси связаны с механическими загрязнениями золота теллуридами, парагенными сульфидами и сульфосолями этих элементов, часть меди и висмута, возможно, присутствует в виде природных сплавов.

Особенностью пирита, сфалерита, галенита и блеклых руд главной золоторудной стадии минерализации из формаций с теллуридами является их высокая селеноносность (50—450 *г/т*) и теллуроносность (65—7800 *г/т*); блеклых руд — высокая висмутоносность (1900—3500 *г/т*), кадмиеносность (2400 *г/т*) и индиеносность (100—102 *г/т*). Это обусловлено в основном тонкими срастаниями сульфидов с минералами данных элементов и микровключениями. Содержание золота в сульфидах золоторудных формаций с теллуридами колеблется в блеклых рудах от 140 до 250 *г/т*, в пиритах — от 30 до 120 *г/т*, в галенитах — от 4 до 38 *г/т*[1]. Серебра в десятки раз больше. В пиритах из жил [Адл-карб-Кв-Эл] формации установлено очень высокое содержание золота. Сфалериты содержат те же примеси, но в значительно меньших количествах. Во всех сульфидах обнаружен индий.

В некоторых рудных полях (Кочбулакское, Чадакское, Центральный блок Алмалыкского рудного поля) установлено зональное размещение парагенных минеральных ассоциаций в вертикальном и горизонтальном направлении. С глубиной наблюдается уменьшение содержания одних сульфидов и увеличение других. Уменьшается количество серебра, теллуридов золота и висмута.

Глубина формирования золоторудных субвулканических месторождений восточной части Кураминского хребта, по Ю. А. Аверину (1962), 500—1000 *м;* В. А. Арапову, И. К. Брагину (1966) и А. А. Малахову (1966) — первые сотни метров. Вертикальный размах наиболее богатого оруденения достигает сотен метров.

Характерная особенность проявлений субвулканических золоторудных формаций — отсутствие связанных с ними россыпей (Lindgren, 1911) — подмечена М. И. Моисеевой и Ю. А. Авериным (1962) для золоторудных месторождений восточной части Кураминских гор. Сравнительный анализ распределения самородного золота по классам размерности и весовым отношениям золотинок, образующих эти классы,

[1] Учитываются средние значения в сульфидах по золоторудным жилам и телам.

сделанный М. И. Моисеевой, показал, что 98—99 вес.% составляет класс пылевидных золотинок, за счет которых образование россыпей золота на малых расстояниях от коренных золоторудных жил маловероятно. Это не исключает наличия более крупных золотин, особенно в местах высоких концентраций золота в жилах, но количество этого золота в общем балансе по месторождению имеет подчиненное значение.

Золоторудные формации, образовавшиеся в условиях переходных глубин

Золоторудные формации, возникшие на переходных глубинах, развиты в Северном блоке Алмалыкского рудного поля. Они представлены гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями семейства {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu} формаций. По Х. Н. Баймухамедову, сюда относится проявление семейства {Кв-Cu-Au} формаций в Западном Узбекистане (Рабинджан).

Наиболее типичными представителями золоторудных месторождений и рудопроявлений, сформировавшихся в условиях переходных глубин, являются наложенное на медно-порфировые руды золоторудное оруденение и жилы кварц-пирит-золоторудной формации Алмалыкского рудного поля. Последнее расположено в крыле брахиантиклинория, сложенного мощными терригенно-осадочными и вулканогенными толщами, каледонскими гранитами и аляскитами, а также герцинскими сиенит-диоритами и гранодиоритами. Золотое оруденение, связанное с медно-порфировыми месторождениями, размещается в кварцевых порфиритах (D_1), сиенит-диоритах (C_2) и геологически одновозрастных с оруденением гранодиорит-порфирах (C_2). Существуют разные точки зрения на возраст гранодиорит-порфиров. Мы принимаем во внимание соображения В. А. Арапова (1962), который в пользу среднекарбонового времени их внедрения приводит следующие факты: абсолютный возраст интрузии (264—300 млн. лет), отсутствие штоков гранодиорит-порфиров в эффузивах верхнего палеозоя, данные тектоники. Мнение о среднекарбоновом возрасте гранодиорит-порфиров, размещающихся вблизи скарново-свинцово-цинкового месторождения Кургашинкан, высказал ранее Р. А. Мусин (1957). Имеются и другие признаки геологической одновозрастности, а может быть, и общности происхождения свинцово-цинковых, молибдено-медно-порфировых и золоторудных проявлений Северного блока.

В пределах молибдено-медно-порфировых месторождений отмечено зональное распределение минеральных парагенетических ассоциаций. Околорудные изменения, по данным В. Ф. Викторова и Р. А. Мусина (Голованов, Мусин, 1966), представлены от рудных тел к периферии окварцеванием, хлоритизацией, микроклинизацией, биотитизацией, серицитизацией. Центральная часть месторождения обогащена сульфидами меди и железа, с глубиной несколько возрастает количество молибденита во фланговых частях, уменьшается содержание пирита и халькопирита. Вдоль жил [Кв-Пи-Зол] формации, по Е. З. Мещанинову, наблюдается поперечная зональность, у зальбандов преобладает окварцевание, сопровождаемое серицитизацией, в удалении — преимущественно серицитизация, еще дальше — серицитизация и хлоритизация. Пиритизация отмечается во всех зонах.

Золоторудные скопления в пределах рудных тел медно-порфировой формации имеют неправильные формы.

Жильный тип (сложные жилы, оруденелые зоны, системы жил и

прожилков) характерен для рудопроявлений кварц-пирит-золоторудной формации. Эти жилы образованы кварцем, пиритом, незначительными количествами халькопирита, сфалерита, галенита, кальцита и халцедона. Золото обнаружено в пирите и зандбергите; в остальных сульфидах оно не установлено. В пиритах, кроме золота (220 *г/т*), выявлены десятки граммов на тонну серебра, селена и теллура и высокие содержания висмута (146—226 *г/т*). Выпадение промышленного золота в пределах развития медно-порфировых руд, по данным С. Т. Бадалова, приурочено к кварц-пиритовой и кварц-халькопиритовой стадиям минерализации. Основная масса его сосредоточена в проявлениях кварц-халькопиритовой стадии и распределена в пирите (3,5—5,0 *г/т*), халькопирите (22—24 *г/т*) и кварце (до 1 *г/т*).

В размещении золоторудных формаций установлена зональность: внизу размещаются медно-порфировые золотоносные тела, выше — жилы кварц-пирит-золоторудной формации. Диапазон глубин формирования месторождений семейства {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu} формаций колеблется между 1,1 и 2,2 *км* (Брагин, Гольдшмит, Калабина, Малахов, 1966, 1967).

Золоторудные формации, образовавшиеся в условиях гипабиссальных глубин

Важное значение имеют золоторудные формации, образовавшиеся в зоне гипабиссальных глубин. Они представлены скарново-гидротермальным и гидротермальным генетическими типами и двумя семействами рудных формаций — {Кв-Cu-Au} и {Кв-(Sb, Ag)-As-Au}. Второе семейство и поздняя жильная формация первого относятся к подклассу кварцевых эндотермальных месторождений золота (Смирнов, 1965). Верхние части рудопроявлений семейства {ск-Cu-Au} формации образуются в переходном диапазоне глубин. Условия размещения и формирования этих семейств рудных формаций имеют много общего и рассматриваются нами совместно.

Рудные поля развития семейств гипабиссальных золоторудных формаций больше всего распространены в Западном Узбекистане. Они приурочены к участкам вытянутых палеозойских субширотных региональных, преимущественно антиклинальных структур, сложенных мощными терригенно-осадочными толщами нижнего и среднего палеозоя и батолитоподобными гипабиссальными гранитоидными интрузиями (C_3—P_1). Для региона характерен относительно глубокий эрозионный срез, вскрытие на значительных площадях гранитоидных интрузий и большой диапазон глубинных уровней их застывания (не менее 3—4 *км*).

Почти все золоторудные поля Западного Узбекистана локализуются на площадях интенсивно метаморфизованных и перемежающихся песчаников, силурийских и ордовик-силурийских сланцев и алевролитов (кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорито-серицитовые, кварц-хлорито-роговообманковые, углистые, окремненные и др.) Алтынтау, Букантау, Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Тамдытау. Рудопроявления семейства {ск-Cu-Au} формаций приурочены к контактам карбонатных пород силура с гранодиоритами (Яхтон) или интрузиями субвулканических дацитовых даек (Рабинджан). Значительно реже они размещаются на контакте песчано-флишоидных толщ силура с известняками визе, в известняках визе или в базальтовых конгломератах среднего карбона (Букантау).

Возраст золоторудных жил Западного Узбекистана определяется временем внедрения пород гранодиорит-гранитовой формации (C_3—P_1).

Породы этой формации в районах с золоторудным оруденением представлены кварцевыми диоритами или сиенито-диоритами, гранодиоритами, гранитами и аляскитами. В некоторых рудных полях и районах они отсутствуют, но наличие даек-апофиз, интенсивный метаморфизм осадочных толщ, его усиление с глубиной и данные геофизики свидетельствуют о существовании крупных гранитоидных интрузий на глубине. И. Х. Хамрабаев (1958) и Х. Н. Баймухамедов (1960) связывают проявление золотого оруденения с ранними фазами внедрения гранитоидных интрузий. Гранитоиды, в экзоконтакте которых развиты золоторудные поля, имеют некоторые общие геохимические черты. Сумма щелочей обычно колеблется в средних породах от 4,9 до 6,4%, в гранодиоритах — от 6,6 до 7,0% и гранитах — от 6,5 до 8,8%, отношение $K_2O : Na_2O$ соответственно составляет: 0,4—0,7; 1,0—1,5 и 1,3—1,7.

В пределах рудных полей широко развиты дайки кислого (сиенит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранодиориты и др.) и основного состава (лампрофиры, диабазовые порфириты). В Зирабулакских горах встречены дайки кварцевых диоритов и дацитовых порфиров субвулканических фаций.

Рудные поля представлены разрывным типом. Обычно с двух, реже со всех сторон они ограничены крупными нарушениями. Рудные поля размещаются в осевых зонах региональных складчатых структур (Чакыл-Калянские горы), в крутопадающих крыльях крупных антиклинальных структур (Букантау, Зиаэтдинские горы) на сопряжении крупных разломов с оперяющими трещинами. Представлены тектоническими блоками сложного строения. Размеры рудных полей обычно не превышают первых десятков квадратных километров.

Оруденение всегда размещается в разрывных нарушениях меньших порядков. Оно локализуется в секущих трещинах и их системах, изгибах структур, в шарнирах погружающихся складок, блоках мелкой сколовой трещиноватости, реже в межформационных зонах дробления.

Рудные тела представлены жильными и линзообразными формами, системами кулисообразно расположенных жил, серицитизированными окварцованными зонами брекчий, пластообразными телами и образованиями штокверкового типа. Мощные кварцевые жилы часто практически не золотоносны, в то время как к мелким образованиям прожилкового типа приурочены основные количества золота. Мощность их обычно не превышает 20—30 *см*. Падение рудных тел крутое (50—85°). Скарново-золотосодержащие залежи обычно весьма неправильной формы. По простиранию оруденелые зоны прослеживаются на многие сотни метров.

Отмечается два этапа изменений вмещающих пород. Первый этап характеризуется скарнообразованием и ороговикованием (биотитизация, пироксенизация и актинолитизация). Скарны представлены пироксеновыми, пироксен-гранатовыми и гранатово-волластонитовыми разностями. Со вторым этапом связана деятельность рудообразующих гидротермальных растворов; в пределах некоторых рудных полей в алюмосиликатных средах он проявился в образовании кварцево-альбитовых, кварцево-карбонатно-серицитовых пород и кварцевых метасоматитов (кислотное выщелачивание); в некоторых рудных полях широко развиты березитизация, турмалинизация, лиственитизация, карбонатизация и ортоклазизация; в карбонатных породах отмечается доломитизация и окварцевание.

Отложение самородного золота и его минералов происходило в один многостадийный этап минерализации. Сопряженное развитие структур рудных полей и выпадение различных парагенетических ассо-

циаций минералов определило многостадийность (3—6 стадий) данного гипо-мезотермального этапа минерализации и проявилось как в обособленном размещении жил и тел различного состава в пределах рудных полей, так и в совмещении продуктов различных стадий минерализации в одних структурах.

Во многих рудных полях главнейшие рудные стадии развития минералов повторяются. Некоторые парагенетические ассоциации имеют важное промышленное значение. Такими в семействе {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} формаций являются следующие парагенетические ассоциации минералов: кварц-пирит-золотая, кварц-пирит-арсенопирит-золотая, кальцит-кварц-сульфидно-золотая и кварц-пирит-антимонитовая.

Формирование месторождений этого семейства начинается с образования метасоматитов, кварцево-полевошпатовых прожилков, раннего пирита. Далее оно идет в основном по следующей схеме: начальные стадии — выпадение кварца, арсенопирита, промышленного золота и пирита, иногда теллуридов золота, серебра и висмута; средние стадии— кристаллизация кварца, кальцита, незначительных количеств сульфидов меди, свинца и цинка, теллуридов свинца, висмута и золота; поздние стадии — образование серебросодержащих кварцево-антимонитовых жил, кварцево-кальцитовых и кальцитовых жилок (частично в иные этапы, в том числе этап переотложения).

Там, где развиты карбонатные толщи, под рудовмещающими терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями или в рудных полях проявляются гипербазиты (Кокпатас), образуются фации лиственитов (привнос углекислоты, вынос кремнезема). В рудных телах широко развиты карбонаты и серицит, уменьшается количество кварца. В результате кварц-пирит-арсенопиритово-золотая формация трансформируется в пирит-арсенопирит-золотую подформацию с кварцем.

Последовательность выпадения парагенетических ассоциаций при полном развитии золоторудных стадий минерализации семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} в общем виде можно представить следующим образом: (метасоматиты) → кварц-пирит-золотая → кварц-пирит-арсенопирит-золотая → кварц с очень подчиненными количествами теллуридов висмута, серебра и золота → карбонатно-кварцевая с очень подчиненными количествами теллуридов свинца и висмута → полисульфидная с золотом → кварц-пирит-антимонитовая (или с сульфосолями сурьмы) → кварц-кальцитовая.

Для рудопроявлений семейства {Кв-Cu-Au} формаций характерна приуроченность скарнов к интрузиям и развитие кварц-халькопирит-золоторудных жил в удалении.

Ведущими минералами месторождений семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} формаций являются кварц, серицит и иногда железисто-магнезиальные карбонаты, арсенопирит, пирит и золото (обычно тонкочешуйчатое), иногда антимонит. Кроме того, присутствуют сульфиды цинка, свинца, меди, теллуриды висмута и золота, самородный висмут, сульфосоли, но все они имеют подчиненное и весьма подчиненное значение. В пределах кварцево-золоторудных жил одного семейства количество сульфидов колеблется в значительных пределах, но обычно не превышает 0,5—1,5%. В золоторудных зонах Кокпатасского рудного поля количество арсенопирита и пирита обычно не опускается ниже 7—40%. В безрудных жилах в значительных количествах встречены кварц, турмалин, карбонаты и полевые шпаты; сульфидов в них очень мало.

Состав золоторудных тел семейства {Кв-Cu-Au} формаций, значительно отличается. Ведущими минералами являются гранаты, пирок-

сены, волластонит, кварц, халькопирит, пирит и золото. Иногда широко представлены другие сульфиды меди.

Кварц почти всегда является основным жильным минералом гидротермальных золоторудных образований обоих семейств. Слагает от 70 до 98% объема жильной массы. При наличии значительных количеств карбонатов и серицита количество кварца снижается до 30—35% (Кокпатас). Кварц представлен несколькими генерациями. На месторождениях установлены гигантокристаллические, шестоватые, столбчатые, массивные, опаловидные, звездчатые и другие разновидности проявлений кварца. Широко распространена серовато-белая окраска, особенно массивного кварца.

Среди рудных минералов в кварцевых жилах наиболее развиты арсенопирит, пирит и иногда антимонит; в скарнах—пирит и халькопирит. Остальные сульфиды и сульфосоли имеют подчиненное значение.

Арсенопирит широко распространен в золоторудных кварцевых жилах Западного Узбекистана. В жилах он обычно преобладает над другими сульфидами, но иногда имеет подчиненное значение. Образует очень мелкие и мелкие игольчатые кристаллы и более крупнокристаллические агрегаты (возможно две генерации). Всегда содержит примеси золота (в среднем по месторождениям до 60 *г/т*) и серебра. В игольчатых арсенопиритах содержание этих элементов в среднем выше, чем в более крупнокристаллических. Среднее отношение Ag : Au в арсенопиритах из золоторудных кварцевых жил Мурунтауского рудного поля, по данным Н. П. Нестеровой, колеблется незначительно — от 0,58 до 0,65. В них всегда отмечаются тысячные и сотые доли процента Cu, Co, Ni, почти всегда Ag, Au, Sb, Bi, часто (до 30—35% встреч.) тысячные, сотые, десятые доли процента Pb, Zn, сравнительно редко W, Mo. Это резко отличает описываемые арсенопириты от арсенопиритов полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Средней Азии, в которых всегда устанавливаются и обычно с большим содержанием Ag, Pb, Sb, Mn и Cu, часто Co, Ni, Bi (Малахов, 1958, 1959).

Пирит — наиболее распространенный сульфид гипабиссальных золотоносных жил. В некоторых жилах количество его достигает 50% и выше (Кокпатас и др.). Обычно присутствует несколько генераций. Образует вкрапленность и небольшие мономинеральные скопления. Всегда содержит примеси золота. Пириты ранних генераций содержат мало (<1 *г/т*) золота, пириты из продуктивной стадии — значительно больше (в среднем по рудным полям до 40 *г/т*), а серебра — до 60 *г/т*. Среднее отношение Ag : Au в пиритах из кварц-пирит-арсенопирит-золотоносных жил и рудных зон Мурунтауского рудного поля 2,8 (58 определений), из кварцево-турмалиновых образований — 2,1 (13 определений). Это указывает на присутствие в пиритах соединений серебра. В пиритах из продуктивных золото-кварцевых ассоциаций, кроме золота, серебра и мышьяка, обнаружены в следах и тысячных долях процента Pb, Mo, Se, Bi, иногда Sn, W, в тысячных и сотных долях процента —Co, Cu, Zn, в десятых — Ni и Ti. Количественный и качественный состав примесей, так же как и у арсенопиритов, зависит от состава парагенных минералов.

Антимонит в значительных количествах (до 30—40%) встречен в кварц-пирит-антимонитовых жилах. Иногда содержит незначительные примеси золота (до 0,04 *г/т*) и серебра ($n \cdot 10$ *г/т*). В нем всегда присутствует As.

Халькопирит в кварц-золоторудных жилах встречается в незначительных количествах. Более широко развит в рудопроявлениях семейства {ск-Cu-Au} формаций. По данным спектральных анализов,

халькопирит из этих рудопроявлений содержит примеси Pb, Zn, As, Bi, Sn, Au и Ag. Отношение Ag : Au почти всегда в пользу серебра.

Только в проявлениях семейства скарново-медно-золотых формаций золото выпадает во все стадии минерализации (Баймухамедов, Закиров и др., 1963), в месторождениях и рудопроявлениях семейства {Сер-Кв-(Sb, Ag)-As-Au} формации промышленное самородное золото сосредоточено в пределах одной минеральной ассоциации — одной стадии минерализации (Хамрабаев, 1958; Чеботарева, 1966; Бадалова, Палей, 1966 и др.). Стадия эта обычно является одной из первых. В кварцевых жилах выпадение золота приурочено к стадии кристаллизации арсенопирита и пирита и предшествует кварцево-полисульфидным (Га, Сф, Пи, Хп, Бл, р.) стадиям. При анализе распределения золотинок по их размерности и весу были вскрыты причины формирования золоторудных россыпей за счет экзогенного разрушения гипабиссальных месторождений и отсутствия их при размыве субвулканических приповерхностных месторождений. Установлено (М. И. Моисеева, Н. П. Нестерова, Е. А. Сибиряков), что в гипабиссальных золоторудных проявлениях количество пылевидных золотинок составляет 3,5% от общего веса, а в приповерхностных субвулканических — 98—99%, т. е. в первом случае возможность образования золоторудных россыпей велика и даже очень велика, во втором случае 98—99% золота уносится водами далеко за пределы коренных золоторудных районов и отлагаться оно должно в пелитовых отложениях.

Средняя пробность гипогенного золота из месторождений и рудопроявлений семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} формаций колеблется в различных месторождениях от 680 до 890%. В пределах отдельных месторождений диапазон пробности золота, не подвергшегося гипергенному выщелачиванию серебра, также весьма значителен (от 680 до 900 ‰).

На месторождении Мурунтау распределение пробности золота на гисторамме имеет два максимума — около 750 ‰ и около 870‰, наблюдается тенденция к уменьшению пробности золота с глубиной. По-видимому, колебания пробности золота зависят от его парагенных минеральных ассоциаций, на что для Западного Узбекистана указывал И. Х. Хамрабаев (1958), отметивший повышение пробности самородного золота при переходе от кварцево-арсенопиритовых жил к кварцево-пиритовым и кварцевым. Данное положение находит косвенное подтверждение и в различных отношениях серебра к золоту в арсенопиритах и пиритах из этих жил и, по-видимому, обусловлено различными химическими условиями осаждения золота из растворов в присутствии мышьяка и серы и только серы.

Морфология золотинок самородного золота весьма разнообразна, встречаются и каплевидные его выделения(очевидно, электрума). В самородном золоте обычно устанавливаются примеси химических элементов парагенных ему минералов, а также Ag, Bi, Cu, Pb. Наиболее часто встречаются срастания золота с арсенопиритом, пиритом и кварцем, в скарновых проявлениях — с пироксенами.

Распределение золота в жилах неравномерное, высокие его концентрации приурочены к участкам кварцевых жил с повышенной трещиноватостью или загрязненным мельчайшими обломками вмещающих пород.

Структуры руд брекчиевые, пересечения, штокверковые, реже вкрапленные.

Жилы формируются в диапазоне гипабиссальных глубин, имеют значительный вертикальный размах промышленного оруденения. Зональность в пределах рудных жил выражена слабо, в пределах семейства {Кв-(Sb,Ag)-As-Au} формаций иногда отражается в разобщенно-

сти кварц-пирит-золотоносных, кварц-пирит-арсенопирит-золотоносных и кварц-антимонитовых формаций и парагенетических минеральных ассоциаций.

Образование золоторудных месторождений семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} формаций начинается с кислотного выщелачивания вмещающих алюмосиликатных пород и доломитизации карбонатных. Кристаллизация сульфидов, теллуридов, сульфосолей и самородного золота происходит в щелочной обстановке в пределах гипотермальных и мезотермальных температур; выпадение минералов кварц-антимонитовой парагенетической ассоциации — при мезотермальной температуре. Присутствие сурьмы, серебра и следов золота в последней указывает на родственность ее с проявлениями кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации. В связи с этим весьма вероятно нахождение промышленной золоторудной минерализации в пределах некоторых рудных полей на территории Средней Азии, где проявлена эта рудная формация.

Представление о количественных соотношениях главнейших нерудных и рудных минералов выделенных рудных формаций дает рис. 3. Эти соотношения в какой-то мере иллюстрируют закон взаимодействия масс химических соединений в гидротермальных растворах с геологической средой во время формирования месторождений (Niggli, 1948). При построении графика-таблицы были использованы объемные количества рудных и нерудных минералов рассматриваемых формаций. Объемное количество минералов каждой группы в сумме приравнено к 100, а каждого в отдельности выражено соответствующей долей суммы. Минералы, широко распространенные, но встречающиеся в малых количествах (менее 3%), обозначены чертой, редкие и очень редкие, но имеющие важное генетическое или экономическое значение, — прерывистой линией.

Краткий сравнительный обзор наиболее важных особенностей образования и размещения рассматриваемых выше семейств золоторудных формаций дан в табл. 2.

На основании вышеприведенных геологических и минералого-геохимических данных можно дать предварительную экономическую оценку различных золоторудных этапов и месторождений различных семейств золоторудных формаций, развитых в Узбекистане и на прилегающих территориях.

Наибольшее значение по запасам золота в Узбекистане имеют представители семейств {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} гипабиссальных формаций верхнекарбоново-нижнепермского возраста. Относительное значение одновозрастных золоторудных проявлений семейства {Кв-Cu-Au} формаций пока не выяснено, но наличие промышленных месторождений этого типа в соседних районах Средней Азии не исключает возможности нахождения их и в Западном Узбекистане. Важное значение имеют среднекарбоновые месторождения семейства {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu} формации. Увеличится экономическая роль одновозрастных месторождений семейства {Кв-(Te, Sb)-Ag-Au} и {Кв-Ag, Au} формаций, большинство из которых также имеет среднекарбоновый возраст.

Существуют признаки, свидетельствующие о наличии в Западном Узбекистане додевонского субвулканического оруденения. Проявления его не изучены.

Проявления регенерированных золоторудных жил верхнепермского — нижнетриасового возраста, по-видимому, в основном имеют индикаторное значение.

Следует указать на важное значение жил-индикаторов промышленного оруденения. С одной стороны, ими являются поздние предста-

вители семейств золоторудных формаций, с другой — регенерированные рудопроявления золота. Так, значительный вертикальный размах гипабиссальных золоторудных месторождений и закономерное завершение рудного процесса в семействе {Кв(Sb, Ag)-As-Au} формации образованием кварц-серебро-сурьмяных и кварц-сурьмяных жил указывает на индикаторное значение их при поисках промышленных месторождений кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации в Западном Узбекистане, Гиссарских и Чаткальских горах. В районе Кокпатасского рудного поля это свидетельствует о возможности нахождения промышленных руд на глубине под толщей палеозойских известняков, а в особо благоприятной геологической обстановке — и в известняках. Без сомнения, изучение верхнепермско - нижнетриасовых

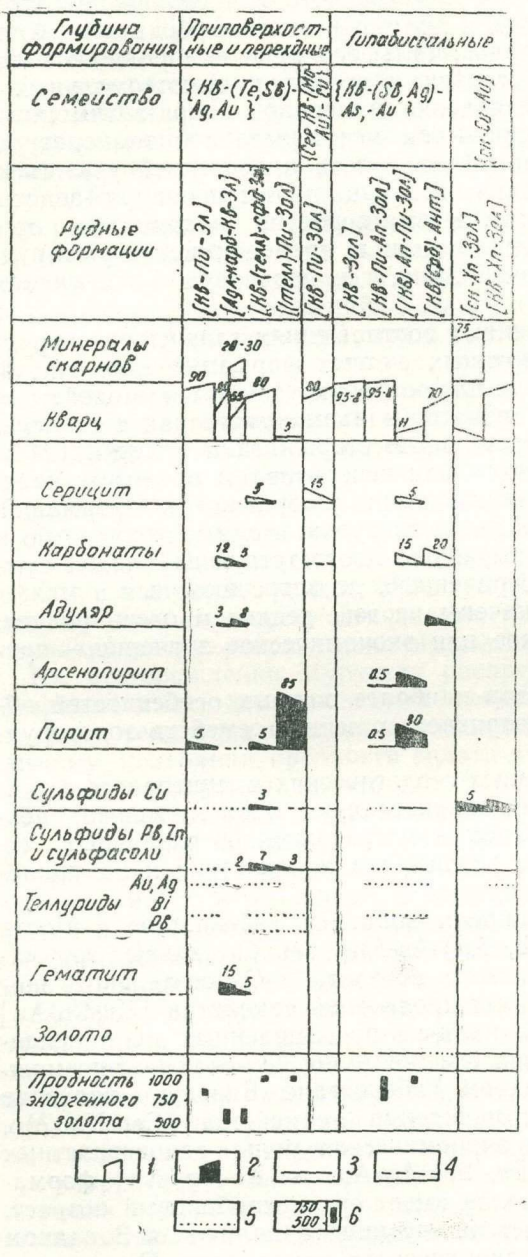


Рис. 3. Схема количественных соотношений важнейших минералов золотых формаций Узбекистана.

Семейство кварц-теллур-сурьма-серебро-золоторудных формаций — {Кв-(Te, Sb)-Ag, Au}: кварц-пирит-золоторудная (электрум) — [Кв-Пи-Эл]; адуляр-карбонатно-кварц-золоторудная (электрум) [Алл-карб-Кв.-Эл]; кварц-полисульфидно-золоторудная с теллуридами [Кв-(телл)-сфд-Зол]; пирит-золоторудная с теллуридами [(телл)-Пи-Зол]. Семейство серицит-кварц-молибдено-золото-медных родственных; формаций — {Сер-Кв- (Au, Mo) -Cu}: кварц пирит - золоторудная-[Кв-Пи-Зол]; Семейство кварц-серебро-сурьмяно-мышьяково-золоторудных формаций — {Кв-(Ag, Sb)-As-Au}: кварц-золоторудная [Кв-Зол] арсенопирит-пирит-золоторудная с кварцем — [(Кв)-Ап-Пи-Зол]; кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная — [Кв-Пи-Ап-Зол]; кварц-антимонитовая с серебром — [Кв-(Срб)-Ант]. Семейство скарново-медно-золотых формаций — {ск-Cu-Au}; скарново-халькопирит-золоторудная [ск-Хп-Зол]; кварц-халькопирит-золоторудная [Кв-Хп-Зол]. *1* — нерудные минералы, *2* — рудные; *3* — от 0,5 до 2% общего объема минералов, промышленное золото, *4* — <0,5% общего объема, золото присутствует; *5* — очень малые количества минералов и следы золота; *6* — диапазон пробности золота.

рудных проявлений на площадях одновременного развития вулканоплутонических нижне- и среднекарбоновых и более древних толщ может привести к открытию промышленных типов среднекарбонового золотого оруденения в Кураминских горах.

Данные изучения золоторудных месторождений Западного Узбекистана и прилегающих к нему территорий позволяют нам уточнить

Таблица 2

Характерные черты размещения и формирования семейств золоторудных формаций Узбекистана (составил А. А. Малахов)

Глубинные уровни	Приповерхностные	Переходные	Гипабиссальные	
Семейство золоторудных формаций	{Кв-(Te, Sb)-Ag-Au } {Кв-Ag, Au}	{Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}	{Кв-Cu-Au}	{Кв-(Sb, Ag)-As, Au}
Геологическая позиция, особенности размещения и тип рудных полей	Периферийные области развития кальдер проседания, выполненные пропилитизированными андезитами, дацито-андезитами и андезито-дацитами уя-минбулакской (C_1) и акчинской (C_2) свит. В известняках (D). Интравулканические нарушения. Разрывной	Крыло брахиантиклинория, сложенное мощными терригенно-осадочными отложениями (O—S), вулканогенными образованиями, герцинскими и каледонскими гранитоидами. В пределах крупных тектонических блоков. Разрывной	Участки вытянутых субширотных, преимущественно антиклинальных региональных структур, сложенных мощными терригенно-осадочными породами нижнего и среднего палеозоя вблизи батолитоподобных гранитоидных интрузий В складчатых структурах. На контакте гранитоидов с карбонатными породами. Контактово-разрывной	Преимущественно на крыльях антиклинальных складок и в области сопряжения крупных разломов с оперяющими трещинами. Разрывной
Магматизм и оруденение	Развитие субвулканических фаций среднего состава с повышенной щелочностью и незначительным преобладанием калия над натрием. Интрарудные и пострудные дайки	Гипабиссальные гранитоидные интрузии. Золотое оруденение размещается в геологически одновозрастных гранодиорит-порфирах (C_2) и более древних кварцевых порфирах ($Д_1$) и сиенит-диоритах (C_2)	Широкое развитие гипабиссальных и батолитоподобных интрузий гранодиорит-гранитной формации (C_3—P_1) основных и кислых гипабиссальных даек, иногда субвулканических тел. Незначительное преобладание натрия над калием в средних гранитоидах и калия над натрием в кислых. Размещение рудных тел и даек в геологически одновозрастных структурах, образование скарнов на контакте с интрузиями. Формирование руд во время внедрения ранних фаз изверженных пород гранодиорит-гранитной формации (C_3—P_1)	
Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород	Пропилитизация. Вблизи жил окварцевание, адуляризация, серицитизация	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация, иногда турмалинизация, биотитизация и адуляризация	Скарнирование, ороговикование, серицитизация, окварцевание	Окварцевание, альбитизация, карбонатизация, серицитизация, ортоклазизация, турмалинизация, березитизация, лиственитизация
Особенности размещения руд и морфология рудных тел	Секущие и межформационные нарушения, кулисообразные системы трещин. Простые и сложные жилы, линзообразные залежи	Сколовые нарушения и их пересечения в зонах дробления. Сложные жилы, системы жил	Контакты с гранитоидами всегда с признаками дизъюнктивных нарушений. Неправильные и пластообразные приконтактовые тела, штокверки, жилы	Секущие нарушения. Жилы, системы секущих жил, секущие и межформационные оруденелые зоны, зоны дробления, штокверки

Продолж. табл. 2

Глубинные уровни	Приповерхностные	Переходные	Гипабиссальные	
Семейство золоторудных формаций	{Кв-(Te,Sb)-Ag-Au} {Кв-Ag, Au}	{Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}	{Кв-Cu-Au}	{Кв-(Sb, Ag)-As-Au}
Вертикальный размах промышленного оруденения	Малый	Значительный	Большой	
Зональность руд и гидротермальных изменений пород	Хорошо выраженная на коротких (первые сотни метров) расстояниях вертикальная и горизонтальная зональность жил и поперечная зональность вмещающих пород	В месторождениях медно-порфировых руд отмечена вертикальная зональность распределения рудных и нерудных парагенетических ассоциаций минералов; около кварц-пирит-золоторудных жил установлена поперечная зональность вмещающих пород	В пределах первых сотен метров не наблюдается или очень слабо выражена. Наблюдается разобщенность в размещении родственных формаций	
Главнейшие и характерные минералы семейства рудных формаций	Кварц, адуляр, карбонаты, серицит, пирит, тетраэдрит, теллуриды (Ag, Au, Bi, Pb), сульфиды (Pb, Zn, Cu), электрум, сам. золото	Кварц, пирит, халькопирит (сфалерит, галенит, теллуриды, кальцит, халцедон), сам. золото	Пироксены, гранаты, волластонит, кварц, серицит, пирит, сульфиды меди, сам. золото (теллуриды, шеелит)	Кварц, ортоклаз, альбит, серицит, турмалин, карбонаты, пирит, арсенопирит, сам. золото, сульфосоли и антимонит (теллуриды, шеелит)
Структуры и текстуры руд	Брекчиевая, прожилковая, массивная, полосчатая, коломорфная	Преимущественно прожилково-вкрапленная, полосчатая, брекчиевая, гипидиоморфнозернистая, порфировидная, эмульсионная	Вкрапленная, прожилковая	Штокверково-прожилковая, брекчиевая
Распределение самородного золота в минералах	Преимущественно с тетраэдритом, сульфидами и теллуридами, меньше с кварцем и халцедоном	В основном с пиритом, халькопиритом, кварцем	С кварцем и сульфидами меди	С кварцем, арсенопиритом и пиритом
Пробность золота	580; 700—750; 860—890%	780—850%	Не изучена	680—770; 880—930%
Выделение золота	В основном в одну стадию минерализации	В основном в одну стадию минерализации	В основном в две стадии минерализации	В основном в одну стадию минерализации
Некоторые особенности формирования месторождения	Формирование жил преимущественно в мезоэпитермальном диапазоне с весьма быстрым падением температур. Золото отлагалось из щелочных растворов, иногда со значительным количеством углекислоты. Преобладание сурьмы над мышьяком	Мезотермальные температуры выпадения золоторудных стадий минерализации. Выпадению промышленного золота предшествует интенсивный щелочной метасоматоз с привносом железа и магния (биотитизация). Последующее характеризуется выносом щелочей, отложением магнетита, повышением потенциала серы, отложением сульфидов (халькопирит, пирит). Отложения золоторудных стадий в щелочных условиях (серицитизация), представленных жильными образованиями	Гипо-мезотермальный диапазон. Преобладание мышьяка над сурьмой	Гипо-мезотермальная область формирования жил с постепенным падением температур. Первые стадии характеризуются преобладанием мышьяка над сурьмой и продуктивной золотоносностью, в последних сурьмы больше, чем мышьяка и отсутствуют промышленные концентрации золота
Особенности гипергенного накопления	Россыпи не обнаружены	Россыпи пока не обнаружены	Образует россыпи	Образует россыпи
Примеры рудопроявлений, месторождений, рудных полей	Кочбулакское, Чадакское, Кызылалмасайское, Алмалыкское (Центральный блок) рудные поля	Северный блок Алмалыкского рудного поля (Сартабуткан, Актурпак, Гольдуран, Развилка, Восточная жила, Кальмакыр)	Яхтонское, Рабинджанское рудные поля	Каракутанское, Кокпатасское, Мурунтауское, Кансайское, Синтабское и другие рудные поля

Таблица 3

Критерии глубинности семейств родственных золоторудных формаций (составлена А. А. Малаховым)

Уровни глубинности	Приповерхностные, субвулканические и переходные (до 1700—2000 *м*)	Гипабиссальные (ниже 1700—2000 *м*, до 5000*м*)
Семейства родственных рудных формаций	{Кв-(Te, Sb)-Ag-Au}, {Кв-Ag, Au}, {Сер-Кв-(Mo, Au), -Cu}	{Кв-(Sb, Ag)-As-Au} {Кв-Cu-Au}
Геологическая позиция	Периферийные участки кальдер проседания среди пропилитизированных андезитов, андезито-дацитов, реже известняков, гранитоидов	Участки вытянутых региональных преимущественно антиклинальных структур, сложенных терригенно-осадочными породами вблизи крупных гранитоидных интрузий
Тип рудных полей	Разрывной	Разрывной, контактово-разрывной
Гидротермальные изменения вмещающих пород	Пропилитизация, адуляризация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация	Лиственитизация (сернисто-углекислый метасоматоз), ортоклазизация, турмалинизация, окварцевание, альбитизация, серицитизация
Вертикальный размах оруденения (предполагаемый)	Малый (сотни метров)	Значительный (первые километры)
Зональность	Поперечная зональность вмещающих пород. Вертикальная четко проявляется в пределах первых сотен метров	Зональное размещение рудных формаций. Вертикальная зональность в пределах первых сотен метров, выражена слабо
Температурный диапазон рудообразования	Мезо-эпитермальный	Гипо-мезотермальный
Распространенные минералы месторождений	Кварц, халцедон, карбонаты, адуляр, серицит, пирит, сульфиды Pb, Zn, Cu, теллуриды Ag, Au, Bi, Pb, сурьмяные блеклые руды	Кварц, альбит, ортоклаз, пироксены, гранаты, карбонаты, серициты, арсенопирит, пирит, сульфиды Zn, Cu, антимонит (теллуриды, шеелит)[1]
Некоторые геохимические особенности	Очень высокие содержания серебра и селена в сульфидах, резкое преобладание сурьмы над мышьяком	Средние до очень низких содержания серебра и селена в сульфидах, резкое преобладание мышьяка над сурьмой
Распределение золота	Очень неравномерное	Неравномерное
Индикаторы оруденения	Переотложенные золоторудные проявления (P_2—T_1)	Поздние члены семейств с проявлениями серебро-сурьмяной и сурьмяной минерализации

[1] В весьма подчиненных количествах (акцессорные).

Продолж. табл. 3

Зона окисления	Широкое развитие гидроокислов железа и сульфатов, отсутствие или ничтожное развитие фосфатов и вторичных минералов мышьяка	Широкое развитие гидроокислов железа, сульфатов, фосфатов и вторичных минералов мышьяка
Россыпи	Неизвестны	Образуют
Золоторудные этапы	Среднекарбоновый, пермотриасовый	Позднекаледонский, верхнекарбоново-нижнепермский

Таблица 4

Критерии глубинности фаций пород гранитоидного ряда

Уровни глубинности	Приповерхностные, субвулканические (до 2000 *м*)	Гипабиссальные (2000—6000 *м*)
Форма магматических тел	Потоки, покровы, некки, купола, дайки, лакколиты, силлы, согласные залежи, штоки	Штоки, согласные залежи, дискордантные и конкордантные батолиты
Ведущие типы схизолитов	Единичные дайки диабазов и лампрофиров, внизу гранит-порфиры, фельзиты, сферолит-порфиры	Гранит-порфиры, диабазы, лампрофиры, аплиты и пегматиты
Степень развития ассимиляции, дифференциации, гранитизации	Весьма слабая и слабая. На глубине усвоение ксенолитов	Интенсивная. Образование дифференцированных интрузий
Характер, ширина контактового ореола	Вверху—слабые следы закаливания с образованием стекловатых пород шириной 10 *см*, внизу — зона мелкозернистых афанитовых пород шириной 1—10 *м*	Мощная зона контактового метаморфизма (порфировидные и мелкозернистые разности) от 10 *м* до первых сотен
Полевые шпаты	Вверху—высокотемпературные плагиоклазы, калиевый полевой шпат, ниже появляется моноклинный высокий промежуточный ортоклаз, внизу—то же и упорядоченные полевые шпаты (микролиты $2V = 80—82°$)	Низкотемпературные упорядоченные полевые шпаты
Физико-химические критерии	P—от 0 до 500 *атм* (ориентировочно); 0,2—3,0% H_2O; F= 3,5—0,8 $FeO : Fe_2O_3$	P—от 500 до 800 *атм* (ориентировочно); 3,0—4,0% H_2O; F=0,6—0,5 $FeO : Fe_2O_3$

выдвинутые ранее (Брагин, Гольдшмидт, Калабина, Малахов, 1966) для территории Средней Азии критерии глубинности семейств родствен-

ных рудных формаций (табл. 3). Нами приняты уровни глубинности формирования приповерхностных и гипабиссальных месторождений, предложенные В. И. Смирновым (1965 г.).

Применительно к двум выделенным в табл. 3 уровням глубин в качестве магматических критериев могут быть использованы данные классификации фаций магматических пород гранитоидного ряда, предложенные И. Х. Хамрабаевым, Т. Н. Далимовым и А. А. Кустарниковой для более дробных категорий глубинности (табл. 4).

Нам кажется, что выдвигаемые критерии глубинности образования семейств рудных формаций и фаций пород гранитоидного ряда могут быть использованы и для других районов СССР, где имеется палеозойское золотое оруденение.

Формации золота, образовавшиеся в условиях приповерхностных глубин

КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНАЯ С ТЕЛЛУРИДАМИ ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

(Кочбулакское рудное поле)

Примером развития кварцево-сульфидной с теллуридами золоторудной формации является Кочбулакское рудное поле.

Впервые оно было описано в 1960 г. И. Л. Яицким и В. Н. Ткачевым, в дальнейшем разведывалось и изучалось Г. И. Малматиным, В. В. Мартыновым, Д. В. Мустафиным, Г. А. Рудаковым, В. И. Александровым, П. М. Голощуковым, Ю. А. Авериным, Н. И. Крыловым, О. П. Маджи и мн. др. Первое разделение доминирующих в рудном поле вулканогенных пород верхнеакчинской подсвиты (C_2 ак$_2$) на две группы (порфириты и туфы) произвели И. Л. Яицкий, В. Н. Ткачев, затем Д. В. Мустафин и М. Ф. Хрипунов. Многие из этих геологических положений имеют значение до настоящего времени. В последние годы (1964—1966 гг.) более углубленно изучением геологического строения поверхности рудного поля занимались Ю. А. Аверин, С. О. Валейшо и В. Г. Шабалин. Они предложили новую стратиграфическую схему дробного расчленения пород верхнеакчинской подсвиты (C_2 ак$_2$) на семь горизонтов (рис. 4). Вещественный состав руд исследовали Л. Е. Еникеева, Э. А. Маркова и Р. И. Чернова. В настоящее время изучением рудного поля, вещественного состава и технологических качеств руд занимаются одноименная геологоразведочная партия и ряд научно-исследовательских институтов: САИГИМС, ИГГ АН УзССР, Средазнипроцветмет (Алмалык), Цветметпроект (Москва) и др.

В данной работе геологическая часть выполнена С. О. Валейшо, П. М. Голощуковым, В. В. Мартыновым, М. Мансуровым, В. Г. Шабалиным, а минералогическая — Э. А. Марковой.

Геология Кочбулакского рудного поля

УДК 553.412.2+553.291

Рудное поле расположено на северном крыле Кураминской мегантиклинали. В геологическом строении района участвуют вулканогенные (около 60% всей площади), осадочные (25%) и эффузивные (15%) породы.

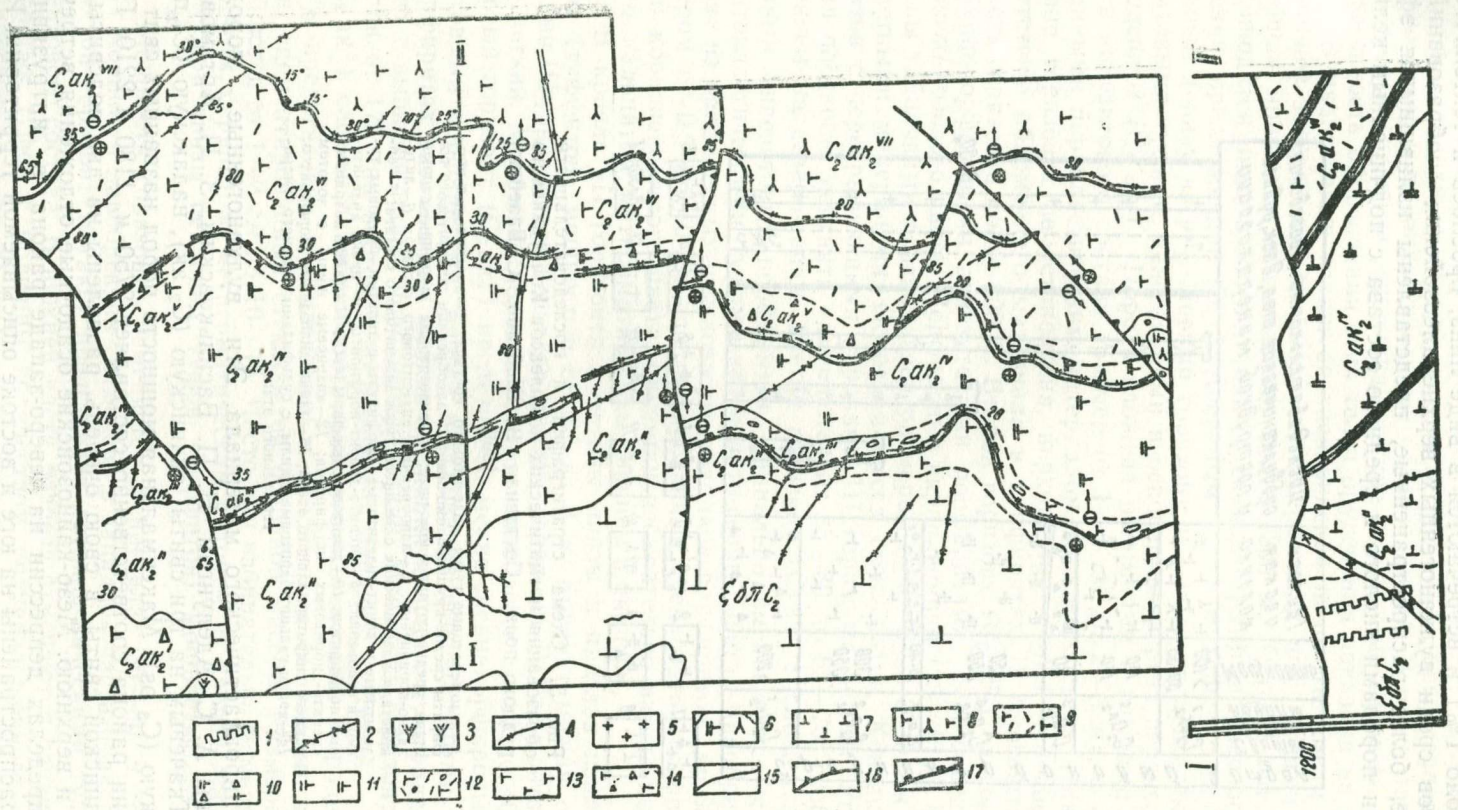


Рис. 4. Геолого-структурная схема Кочбулакского рудного поля и геологический разрез. Составили В. Шабалин, С. Валейшо, А. Мальцев, с учетом материалов М. Ф. Хрипунова, 1966.

1—кварц-кальцит-баритовые жилы с сульфидами позднего гидротермального этапа, *2*—дайка диабазовых порфиритов, *3*—дацитовые порфиры, *4*—кварцевые жилы с золотом раннего гидротермального этапа, *5*—дайки кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов, *6*—некки андезитовых порфиритов, *7*—сиенито-диорит-порфириты, *8*—андезитовые и дацито-андезитовые порфириты с линзами пепловых туфов в основании, *9*—литокристаллокластические спекшиеся туфы андезитового состава, *10*—лавобрекчии андезитового состава, *11*—андезитовые порфириты шоколадно-коричневые, *12*—лавобрекчии андезитового состава средне-крупнообломочные, *13*—андезитовые порфириты средне-крупнообломочные, *14*—агломератовые туфы андезитового состава, *15*—контакты геологических образований, *16*—секущие тектонические нарушения, *17*—согласные тектонические нарушения.

Стратифицируемые образования района разделяются на породы среднепалеозойского и мезо-кайнозойского возрастов. Среднепалеозойские осадочно-терригенные отложения не получили широкого развития (около 1%) и встречаются в виде линз, прослоев и тектонических пакетов среди вулканогенных верхнепалеозойских образований. Последние, более распространенные, представлены излившимися эффузивными породами кислого и среднего состава с подчиненным коли-

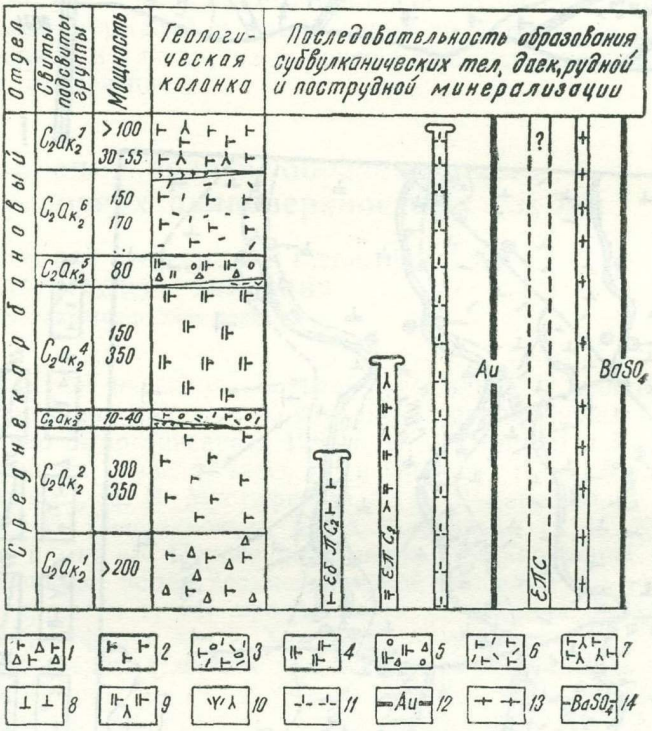


Рис. 5. Схема стратиграфии и последовательности образования магматических комплексов Кочбулакского рудного поля. Составили В. Шабалин, С. Валейшо, 1966.

1—агломератовые туфы андезитового состава; 2—андезитовые порфириты средне-крупнообломочные; *3*—лавобрекчии андезитового состава средне-крупнообломочные; *4*—андезитовые порфириты шоколадно-коричневые; *5*—лавобрекчии андезитового состава; *6*—литокристаллокластические спекшиеся туфы андезитового состава; *7*—андезитовые и дацит-андезитовые порфириты с линзами пепловых туфов в основании; *8*—сиенито-диорит-порфириты; *9*—некки андезитовых порфиритов; *10*—дацитовые порфиры (ɛπC); *11*—дайки кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов; *12*—кварцевые жилы с золотом раннего гидротермального этапа; *13*—дайки диабазовых порфиритов; *14*—кварц-кальцит-баритовые жилы с сульфидами позднего гидротермального этапа.

чеством пирокластического материала. Эти вулканогенные породы расчленены А. С. Аделунгом, Н. П. Васильковским, З. П. Артемовой и В. Н. Ткачевым на три свиты: акчинскую (C_2 ак), надакскую (C_2 nd) и оясайскую (C_3 os). Максимальная мощность пород названных свит на территории района соответственно составляет 2750 *м*, 1180 и 2210. Породы акчинской свиты, в свою очередь, разделены на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Мезо-кайнозойские осадочные отложения встречаются в пределах депрессии на северо-западе района, а интрузивные породы распространены на юге и востоке описываемой территории. Ин

трузивные образования подразделены на среднекаменноугольный, пермский и триасовый комплексы герцинского тектоно-магматического цикла.

Кочбулакское рудное поле сложено в основном вулканогенными породами верхнеакчинской подсвиты ($C_{2-3}ак_2$), представленными излившимися и пирокластическими образованиями. В резко подчиненном количестве развиты субвулканические и дайковые породы. Последовательность образования этих тел и оруденения показана на рис. 5.

Вулканогенные толщи верхнеакчинской подсвиты имеют моноклинальное залегание с падением на северо-запад под углами 15—65°. Общая мощность их составляет более 1300 *м*. Краткое описание их приводится ниже в соответствии со схемой стратиграфического расчленения, предложенной Ю. А. Авериным, С. О. Валейшо и В. Г. Шабалиным (снизу вверх). Первый горизонт (C_2 ак$^1_2$) представлен агломератовыми туфами, залегающими в основании разреза верхнеакчинской подсвиты (C_2 ак$_2$). Порода сложена обломками и глыбами порфиритов андезитового состава (размер от 1—2 *см* до 2—3 *м*), сцементированными пирокластическим материалом того же состава. Нижняя граница горизонта не установлена, верхняя проводится условно (по отсутствию обломочного материала в порфиритах II горизонта). Мощность горизонта более 200 *м*. Второй горизонт (C_2 ак$^2_2$) сложен среднекрупнопорфировыми андезитовыми порфиритами серо-сиреневого и светло-розового цвета. Порфировые вкрапленники (25—45%) представлены табличками плагиоклазов размером от 1—2 до 3—5 *мм* и темноцветными минералами. Основная масса стекловатая. Контакт порфиритов с перекрывающими породами III горизонта четкий. Углы падения плоскости контакта изменяются от 25—30 до 65—70° с общим падением на северо-запад. Третий горизонт (C_2 ак$^3_2$) сложен лавобрекчиями андезитовых порфиритов, фациально сменяющихся к западу литокластическими туфами зеленовато-серого цвета. Лавобрекчии состоят из оплавленных и угловатых обломков порфиритов (до 50%) размером от 0,5 до 10 *см*, сцементированных стекловатой основной массой коричнево-серого цвета. Обломки избирательно замещены серицитом, кальцитом, метасоматическим кварцем и пиритом.

В кровле III горизонта отмечены линзы и прослои пепловых туфов (туффитов) мощностью от 0,5 до 8 *м*. Контакт между образованиями III горизонта и вышележащими породами IV горизонта не всегда четкий. Мощность пород горизонта колеблется от 10 до 40 *м*. Четвертый горизонт (C_2 ак$^4_2$) представлен мелко-среднепорфировыми андезитовыми порфиритами, иногда в основании флюидальными. Часто в порфиритах развиваются мелкие прожилки кварца с сульфидами. Контакт с вышележащими породами нечеткий. Мощность горизонта колеблется от 175 (на востоке) до 350 *м* (на западе). Пятый горизонт (C_2 ак$^5_2$) сложен лавобрекчиями андезитового состава. Порода на 35—45% представлена оплавленными и угловатыми обломками порфиритов, сцементированных стекловатой основной массой. Размеры их колеблются от 1—3 *см* до 10—15. Часто они избирательно замещены карбонатом, серицитом, метасоматическим кварцем. В кровле лавобрекчий залегают линзы пепловых туфов (туффитов) мощностью от 0,5 до 10 *м*.

Мощность горизонта изменяется в пределах 35—80 *м*. Наибольшая мощность лавобрекчий отмечена в западной части рудного поля. Шестой горизонт (C_2 ак$^6_2$) представлен литокластическими туфами андезитового состава. В нижней части разреза отмечаются пачки рыхлых слоистых туфов с большим количеством полуразложенного биотита мощностью от 1 до 30 *м*. Выше по разрезу эти породы становятся

плотными, спекшимися, с уплощенными и угловатыми обломками порфиритов размером 1—2 *см*, реже 2—5. На отдельных участках разреза (чаще всего в кровле) литокластических туфов залегают прослои и линзы пепловых туфов (туффитов) мощностью до 0,15, реже 20 *м*. Контакт с вышележащими породами VII горизонта затушеван интенсивной гидротермальной проработкой пород и во многих местах проводится условно. Падение пород пологое — от 10° до 25° в СЗ румбах. Суммарная мощность пород горизонта 175 *м*. Седьмой горизонт ($C^2 ак_2^7$) сложен средне-крупнопорфировыми порфиритами андезито-дацитового состава. Порфириты полого падают к северо-западу, мощность пород VII горизонта 175 *м*.

Вулканогенные породы, слагающие рудное поле, прорваны дайками и субвулканическими телами различного петрографического состава — крупным субвулканическим телом сиенито-диоритовых порфиритов и некками (?) дацитовых порфиров и андезитовых порфиритов.

Массив сиенито-диоритовых порфиритов ($\varepsilon\delta\pi C_3$?), расположенный в юго-восточной части рудного поля, имеет интрузивные секущие контакты с вмещающими породами. По периферии на севере и юге он оконтурен полосой (шириной до 40 *м*) агломератовых кластолав (эруптивных брекчий?), которые состоят из обломков и глыб андезитовых порфиритов, сцементированных сиенито-диоритовыми порфиритами. На отдельных участках брекчии интенсивно изменены и окварцованы. Сиенито-диоритовые порфириты представлены светло-розовыми породами с крупными порфировыми выделениями полевых шпатов и темноцветных минералов биотита и амфибола. Выделения полевых шпатов розового цвета, не превышают 5 *мм* и составляют около 35—40% от объема породы, темноцветные минералы около — 2—3%.

Некк (?) андезитовых порфиритов ($\varepsilon\pi C_2$?), находящийся в восточной части рудного поля, по составу аналогичен порфиритам IV горизонта. Он имеет рвущие контакты с лавобрекчиями V горизонта. Форма некка овальная, а размеры в поперечнике не превышают 50—75 *м*.

Некк дацитовых порфиров размером до 100 *м* в поперечнике также имеет овальную форму. Дацитовые порфиры представлены породой черного цвета со стекловатой основной массой, на фоне которой наблюдаются крупные порфировые выделения полевых шпатов и кварца. Порода не затронута процессами гидротермального метасоматоза; изредка в ней наблюдаются единичные прожилки карбоната.

В пределах площади рудного поля закартировано два типа даек, различных по составу и возрасту.

Дайки кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов ($\varepsilon\pi C$) сформировались в предрудную стадию, на что указывает интенсивная степень их гидротермальной проработки, а также наличие пересечений их кварц-золоторудными жилами. Кварцевые сиенито-диоритовые порфириты представлены светло-розовой породой с порфировидной структурой и микрозернистой основной массой. Порфировые выделения состоят из кварца, темноцветных минералов и полевых шпатов (последние достигают размеров до 5 *см*). Одна из даек мощностью до 25 *м* прослежена в субмеридиональном направлении в центральной части рудного поля. По простиранию она ступенчато смещена серией пострудных нарушений северо-восточного направления. Контакты дайки с вмещающими породами крутые (75—85°), нечеткие, спаянные.

Дайки диабазовых порфиритов (мощностью до 8 *м*) — наиболее поздние магматические образования. Они вытянуты в северо-восточном направлении и представляют собой в плане систему «отрезков» длиной до 300 *м*, «смещенных» на 15—25 *м* относительно друг друга.

Контакты даек ровные, четкие. Диабазовые порфириты представлены плотными породами черного или темно-зеленого цвета с афанитовой структурой основной массы, на фоне которой выделяются крупные порфировые вкрапленники полевых шпатов, реже кварца.

Внутренние разрывные структуры выполнены крутопадающими (80—90°) дайками диабазовых порфиритов северо-восточного простирания. Эти дайки пересекают и смещают золоторудные кварцевые жилы (рис. 6).

К крупным структурам поздней стадии относятся все разломы, выполненные жилами барита, карбонатов и кварца с небольшим количеством сульфидов (Pb, Zn, Cu). Простирание жил преимущественно юго-восточное, падение крутое (60—80°) к северо-востоку и юго-западу. Эти жилы прорывают дайки диабазовых порфиритов и золоторудные жилы. Как и большинство баритовых жил Карамазара, они, по-видимому, сформировались в триасовое (?) время.

Молодые пострудные движения, связанные, видимо, с альпийской тектоникой, проявились в виде разломов сдвигового характера на всей площади рудного поля. Наиболее крупными из них являются меридиональные разломы и разлом № 21. Простирание разломов близкое к меридиональному, падение на юго-восток и северо-запад под углами 60—90°. Амплитуды перемещения по ним различны и колеблются от 20 до 400 *м*.

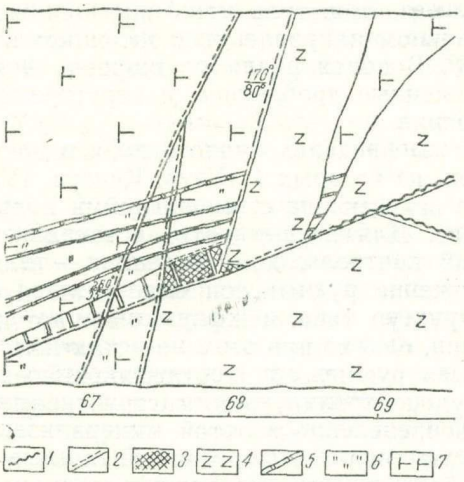


Рис. 6. Смещение кварцево-золоторудной жилы дайкой диабазовых порфиритов на первом горизонте в стволе штольни 14. Составили С. О. Валейшо, В. Г. Шабалин.

1—кальцитовые прожилки, *2*—тектонические нарушения, *3*—дробление, *4*—диабазовый порфирит, *5*—кварцевые жилы с сульфидами и золотом, *6*—метасоматическо-окварцованные породы, *7*—андезитовый порфирит.

Золоторудные тела, представленные кварцевыми жилами и зонами окварцевания, четко контролируются межформационными разрывными структурами, либо приурочены к оперяющим их системам трещин.

На площади рудного поля широко развиты разрывные нарушения, которые представлены зонами дробления и брекчирования, а также сопровождаются участками гидротермального метаморфизма или выполнены дайковыми и жильными образованиями. Последовательность развития разрывных структур устанавливается на основании изучения их минерального выполнения, взаимоотношений между собой и золоторудными жилами. По этим признакам выделяется пять возрастных групп разрывных структур — дорудные, рудные ранней стадии, внутрирудные, рудные поздней стадии и пострудные.

К дорудным структурам относится II меридиональный разлом, расположенный в центральной части площади. Он характеризуется субмеридиональным простиранием и крутым (75—90°) падением к западу и юго-западу. К разлому пространственно приурочена дайка кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов, породы которой интенсив-

но осветлены и пересекаются золоторудными кварцевыми жилами и прожилками.

Рудные структуры ранней стадии выполнены кварцем первых генераций, несущих золотую и сульфидную минерализацию. По пространственной ориентировке и отношению к вмещающим породам среди них выделяются разломы типа межформационных срывов (основные структуры зон Узуна, Кальта и IV рудной), приуроченные к контактам пород, резко отличающихся по физико-механическим свойствам и системе трещин. Первые из них прослеживаются в субширотном направлении через всю площадь рудного поля; плоскости разломов под углами 15—65° падают на север-северо-запад. Эти разломы рассматриваются как рудоконтролирующие нарушения.

Оперяющие их трещины развиты преимущественно в лежачем боку разломов типа межформационных срывов, вытянуты в субмеридиональном направлении с падением в западных румбах под углом 20—80°. В зонах разломов широко проявлены пострудные подвижки, выраженные дроблением и перетиранием пород с образованием глинки трения.

В пределах рудного поля в настоящее время выделено 10 рудных зон, из которых 4 (Узун, Кальта, IV, VI) рассматриваются как согласно залегающие с вмещающими породами, а все остальные — как секущие. Для первых четко устанавливается структурный и литологический контроль, для последних — только структурный. Структурное положение рудных зон определяется сочетанием согласно залегающих структур типа межформационных срывов с системой оперяющих трещин, однако при этом не исключается возможность нахождения «сквозных» рудных зон протяженностью более 1 *км* (типа II рудной зоны). Рудоконтролирующими структурами, сыгравшими основную роль в распределении золотой минерализации, по-видимому, являются структуры типа межформационных срывов, а роль локализующих структур в большей мере выполняют трещины, оперяющие их.

К согласным рудным зонам отнесены межформационные структуры, развитые на контакте литологических разностей пород (литокристаллокластических туфов с порфиритами) и представленные мощными зонами прожилкового и метасоматического окварцевания с сульфидной и золотой минерализацией.

Для согласных рудных зон характерны следующие особенности: выдержанность по простиранию при строгом литологическом контроле; значительная протяженность (первые километры); наличие линз и пачек сильно окварцованных пепловых туфов (туффитов?) мощностью до 10 *м;* наличие мощных (до 100 *м* в плане) участков осветленных пород вдоль рудных зон; обновление структур пострудными подвижками.

Из согласных рудных зон наиболее изучена четвертая. Она расположена в центральной части рудного поля между I и III меридиональными разломами. Рудоконтролирующей структурой ее является межформационная зона, приуроченная к контакту андезитовых порфиритов II горизонта с лавобрекчиями андезитового состава III горизонта, которые переходят на западном фланге в литокластические туфы (основная структура IV рудной зоны). Эта структура ориентирована согласно с вмещающими породами и падает под углами 30—65° на северо-запад. В пределах основной структуры IV рудной зоны установлены короткие (первые сотни метров) линзы интенсивно окварцованных и серицитизированных пепловых туфов мощностью до 10 *м*. Окварцевание выражено системой маломощных кварцевых жил и прожилков, содержащих на отдельных участках сульфиды и золото.

На всем протяжении основной структуры IV рудной зоны к лежачему и висячему бокам приурочены системы оперяющих крутопадающих на запад трещин, в которых размещено 9 рудных тел. Все они представлены кварцевыми жилами и зонами окварцевания, которые вытянуты на первые сотни метров в субмеридиональном направлении.

Зоны Узун, Кальта и VI имеют аналогичное строение, но значительно менее изучены.

Из секущих рудных зон наиболее изучена вторая, расположенная в западной части рудного поля, между Узуном и основной структурой IV рудной зоны. Большая часть ее сложена андезитовыми порфиритами IV горизонта, которые выше по разрезу перекрыты лавобрекчиями V и литокристаллическими туфами VI горизонтов. Длина II рудной зоны составляет около 1 *км*, а ширина — первые сотни метров. В пределах II зоны установлена система субмеридиональных крутопадающих (75—90°), главным образом на запад, тектонических трещин, выполненных кварцевыми прожилками и жилами протяженностью от 50 до 400 *м*. В некоторых жилах и участках окварцованных пород содержатся сульфиды и золото.

Рудные зоны I—III, V, VII, а также южный участок по геологическому строению аналогичны II рудной зоне, однако они недостаточно изучены.

Среднекарбоновые эффузивные и субвулканические образования Кочбулакского рудного поля в результате автометаморфических, регионально-метаморфических процессов и воздействия постмагматических растворов подвергались различным низкотемпературным изменениям. В настоящее время не представляется возможным оценить количественное значение продуктов перечисленных видов метаморфизма.

В пределах рудного поля нами выделяется два основных типа изменений. Один характерен для эффузивов и их субвулканических аналогов андезито-дацитового состава, другой — для субвулканических образований сиенит-диоритового состава. Первый представлен различными фациями пропилитов, второй — слабой хлоритизацией и эпидотизацией сиенито-диоритов.

Фации пропилитов занимают более $^4/_5$ площади рудного поля. Пропилиты образуют линейно вытянутые зоны, в пределах которых наблюдается зональное размещение пропилитовых фаций (рис. 7).

Внутреннюю зону образуют линзы и прослои кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов, возникшие в межформационных структурах за счет туффитов. Центральная часть этой зоны сложена мелкозернистым кварцем (65—85%), мелкочешуйчатым серицитом (10—30%), пиритом (0,5%), небольшими количествами хлорита и карбонатов. Иногда серицит представлен крупночешуйчатой разностью типа мусковита, кварц загрязнен пелитовым веществом. Мощность зоны редко превышает 1 *м*. Общая мощность метасоматитов достигает 5—10 *м*, в редких случаях 15—20. Протяженность — от нескольких метров до сотен и более. Контакты со следующими фациями пропилитов нечеткие.

По обе стороны метасоматитов размещаются фации типичных в различной степени пропилитизированных пород. Степень изменений уменьшается от центральной зоны к периферии.

К зоне интенсивного развития метасоматического кварца прилегает полоса сильно до умеренно пропилитовых пород. Она образована мелкочешуйчатым серицитом (65—85%), кварцем, пиритом, иногда карбонатами. Мощность этой зоны невелика и колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1 *м*.

Умеренно измененные породы слагают промежуточную подзону, в которой встречаются отдельные участки интенсивно пропилитизиро-

ванных пород. Кроме серицита, кварца, пирита, хлорита и серпентина, здесь встречены в небольших количествах ортоклаз и альбит. Карбонаты отмечаются редко. Эти минералы составляют от 30 до 50% объема породы. Они образуют в породе гнезда, прожилки, развиваются по порфировым выделениям и в основной массе породы. Характерно постоянство парагенезиса минералов, но разные их количественные соотношения. Кварц довольно часто составляет 35—45% объема

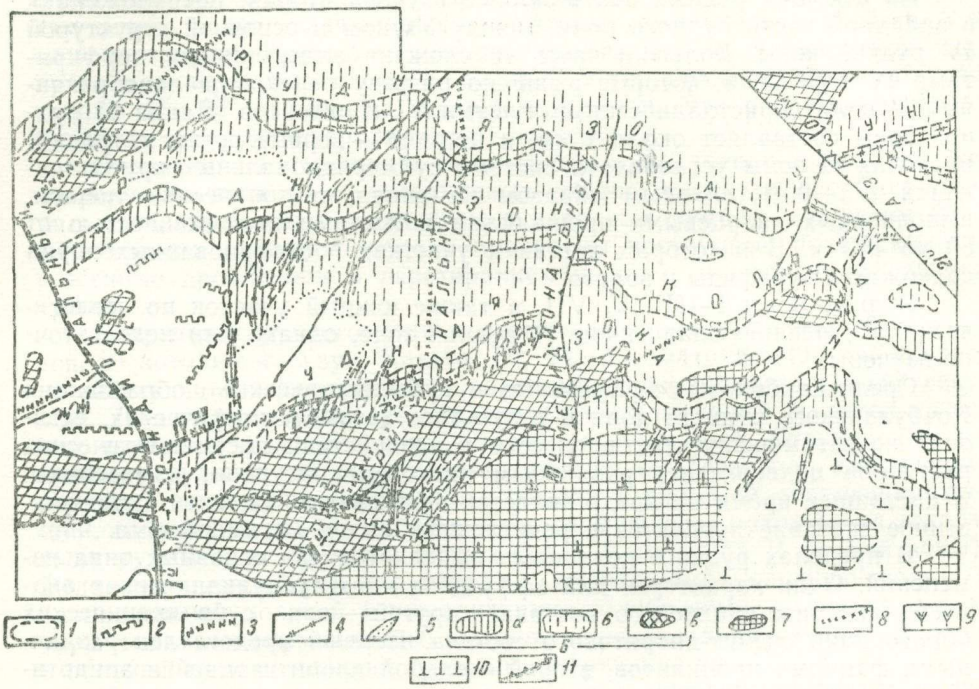


Рис. 7. Схема размещений измененных пород Кочбулакского рудного поля.

1—контуры четвертичных отложений; *2*—кварц-кальцит-баритовые жилы; 3—диабазовые порфириты; *4*—кварцевые жилы; *5*—кварцевые метасоматиты; *6*—фации пропилитов: а) интенсивно до умеренно пропилитизированные породы, б) умеренно-, слабо пропилитизированные породы с альбитом, в) слабо пропилитизированные сиенит-диориты; *7*—слабо хлоритизированные и эпидотизированные сиенит-диориты; *8*—кварцевые сиенито-диоритовые порфириты; *9*—дацитовые порфиры; *10*—сиенито-диоритовые порфириты; *11*—тектонические нарушения.

породы, серицит совместно с хлоритом и серпентином преобладает над метасоматическим кварцем, пиритом, альбитом, карбонатами. Мощность промежуточной подзоны колеблется от 15—25 до 50, реже до 100 *м*.

Внешняя подзона представлена слабоизмененными породами. Парагенезис новообразованных минералов — кальцит (преобладает), серицит (мало), альбит (мало). Незначительны (не более 20—25%) количества кварца, хлорита и пирита. Они замещают преимущественно порфировые выделения и обломки пород. Новообразования слагают псевдоморфозы по порфировым выделениям — гнезда, прожилки, вкрапленники.

Субвулканический массив сиенито-диоритовых порфиритов подвергся слабой хлоритизации (пенин) и эпидотизации. Хлорит развивается по темноцветам и основной массе породы совместно с кварцем и пиритом, а эпидот — по вкрапленникам плагиоклазов. Реже эти минералы образуют небольшие гнездообразные скопления и прожилки. Новообразования составляют от 10 до 20% объема породы.

Таким образом, несмотря на наложение этих процессов, приводящих к изменениям первичного состава вмещающих пород, в пределах рудного поля четко устанавливается определяющая роль тектонических структур в размещении гидротермально измененных пород и тесная связь их с рудными образованиями во времени и пространстве.

Морфология рудных тел весьма разнообразна. Установлено, что те из них, которые залегают в согласных межформационных зонах, представляют собой линзообразные залежи с более или менее выдержанной мощностью, приуроченные к участкам изменения элементов залегания частых тектонических нарушений, образующих зоны, или к углам их сопряжений. Содержание золота и других рудных минералов (кроме пирита) в этих рудных телах существенно ниже средних по рудному полю, в связи с чем роль их невелика.

Другая группа рудных тел, маркирующих секущие, вмещающие породы нарушения, резко отличается как сложностью строения, так и высокой концентрацией золота. В этой группе выделяются два вида тел — крутопадающие и пологие. Подавляющее большинство таких тел имеет меридиональное простирание.

Крутопадающие рудные тела, как правило, имеют значительную протяженность при относительно постоянной мощности, близкой к 1 *м*, и прослеживаются на большую глубину. В них хорошо видно четкообразное размещение в контролирующих нарушениях обогащенных участков, приуроченных к тем местам, на которых наблюдаются незначительные изменения элементов залегания (±5—10°). Протяженность по падению таких обогащенных участков в 2—3 раза и более превышает длину по простиранию, благодаря чему они имеют в плоскости рудного тела столбообразную форму.

Пологопадающие рудные тела характеризуются наиболее сложным строением, большими изменениями углов падения и простирания (±15—30°), очень неравномерным распределением золота и массой мелких и крупных апофиз, причем мощность рудных тел варьирует в сечениях от 0,3 до 10 *м*. Это связано с тем, что вмещающие их нарушения являются трещинами отрыва, в обеих зальбандах которых развита густая сеть оперяющих мелких трещин. Максимальные мощности рудных тел и содержания золота наблюдаются на тех участках, где рудные тела прослеживаются под углами 15—20° к падению или простиранию вмещающих пород.

Там, где эта разность элементов залегания больше, рудные тела становятся более компактными и выдержанными, продолжая, однако, оставаться весьма сложными.

Пологопадающие рудные тела по внутреннему строению являются типичными зонами окварцевания, в которых выделяются две-три основные («стержневые») жилы мощностью 20—40 *см*, разобщенные сильно окварцованными вмещающими породами, пронизанными маломощными (0,5—2 *см*) прожилками кварца, которые широко развиты и на внешних зальбандах «стержневых» жил.

Отметим, что наблюдаемые в крутопадающих и пологих рудных телах текстуры указывают на проявление двух (а возможно и более) тектонических движений во внутрирудный этап, разделяющих стадии рудообразования.

По падению пологие тела прослеживаются значительно больше, чем по простиранию. Южные фланги их, как правило, представлены системами мелких, быстро выклинивающихся прожилков кварца.

Установлено, что на севере рудные тела IV зоны примыкают под углами 60—80° к системе нарушений, которыми они обрезаются. Кроме того, по мере приближения к IV зоне во многих рудных телах к севе-

ру резко возрастают содержания золота и мощности, тогда как к югу интенсивность минерализации падает.

Из вышеизложенного о взаимоотношении рудных тел и тектонических структур IV зоны можно сделать вывод, что трещины отрыва, которые маркируются пологими субмеридиональными рудными тела-

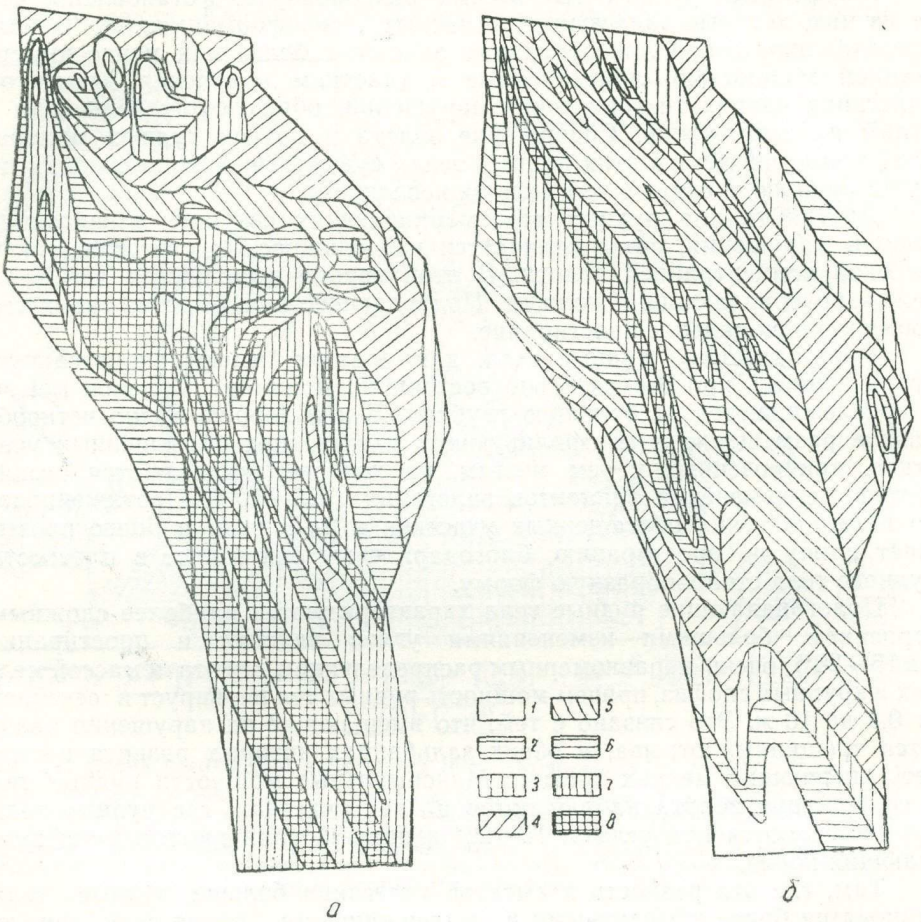


Рис. 8. Распределение золота (*а*) и серебра (*б*) в плоскости рудного тела четвертой зоны. Составили П. М. Голощукова и др., (повышение концентрации золота серебра отражено в увеличении интенсивности штриховки).

ми, возникли одновременно с первыми подвижками по дизъюнктивам IV зоны, были затем минерализованы, а позднее смещены в плане при повторных движениях по нарушениям этой зоны.

Содержание золота и серебра в рудных телах колеблется в широком диапазоне. На вертикальных проекциях одного из рудных тел IV зоны (рис. 8 *а, б*) показан характер распределения этих металлов. На основании анализа схем изоконцентраций золота и серебра можно сделать следующие предварительные выводы. В плоскости рудного тела отмечается «струйное» распределение металлов. «Струи» золота и серебра имеют южное склонение, в целом согласное с таковыми рудного тела; корреляция изолиний золота и серебра наблюдается не всегда, и этот вопрос требует дополнительного изучения; содержание серебра в рудах уменьшается с глубиной.

Минералого-геохимические особенности золоторудных жил Кочбулакского рудного поля

УДК. 553. 412. 2:549. 905. 3

В жилах рудного поля обнаружено 60 минералов, в том числе 16 в зоне окисления. Для минерального состава характерно малое число широко распространенных минералов, образующих заметные скопления, небольшая роль рудных минералов, несмотря на их разнообразие, обилие теллуридов и сложных сульфидов.

На основе анализа возрастных взаимоотношений минеральных парагенезисов установлено двухэтапное (ранний — золоторудный и поздний — баритовый) и многостадийное формирование гидротермальных жил рудного поля. Этапы разделены внедрением даек диабазовых порфиритов, которые секут золоторудные жилы и, в свою очередь, секутся сульфидно-баритовыми и кварцево-карбонатными прожилками.

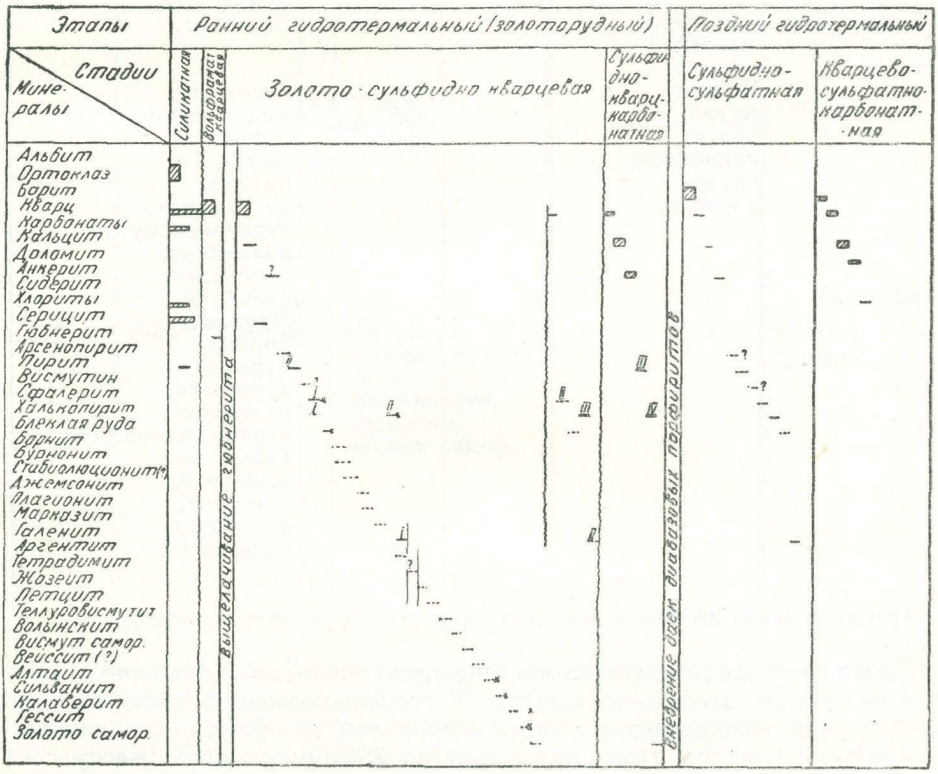


Рис. 9. Схема последовательности минералообразования (Кочбулакское рудное поле). Составлена Э. А. Марковой.

Стадийность минералообразования, последовательность выделения парагенетических минеральных ассоциаций и количественные соотношения минералов в них показаны на рис. 9. Состав минеральных парагенетических ассоциаций приведен в табл. 5.

Первый золоторудный этап формирования рудных жил представлен несколькими стадиями минерализации.

В силикатную стадию интенсивно изменялись вмещающие эффузивные породы. Измененные породы слагают на месторождении

мощные (до 30 *м*) и протяженные (до 3 *км*) зоны, внутри которых размещаются золоторудные жилы и частично более поздние сульфидно-баритовые и кварц-карбонат-баритовые тела. Ведущими минералами этой стадии являются серицит I и хлорито-серпентин, второстепенными — кварц I, пирит I, карбонаты, альбит.

Состав парагенетических

Этапы	Ранний			
Стадии минерализации	Силикатная		Золото-сульфидно-кварцевая	
Минералы	Нерудные	Рудные (до 5%)	Нерудные	Рудные (до 20%)
Главные	Серицит, хлорито-серпентин	Пирит	Кварц	Пирит, тетраэдрит, галенит, халькопирит,
Второстепенные	Карбонаты, **альбит,**		Серицит	Сфалерит
Малые	кварц, **Пеннин, рутил, апатит, клинохлор,** биотит, ортоклаз		Анкерит, кальцит, барит	Висмутин, золото самор., **алтаит,** гессит, **петцит, тетрадимит, теллуровисмутит, волынскит, калаверит, сильванит, Марказит борнит, бурнонит, джемсонит плагионит, стибиолюцонит (?), халькозин, жозеит В, аргентит, полибазит, вейссит (?)**
Весьма малые				

Примечание. Выделены минералы микроскопически мелких размеров.

Серицит содержится в составе всех разностей измененных пород в количестве до 60% их объема. В слабоизмененных породах он дает неполные псевдоморфозы по фенокристам плагиоклаза, в сильно измененных разностях замещает также на 50% и основную массу пород. Он образует тонкочешуйчатые (0,00n—0,01 *мм*) скопления. Нередко на отдельных участках пород встречаются относительно более крупночешуйчатые (0,0n—0,n *мм*) лучистые агрегаты. Серицит яблочно-зеленого и зеленовато-белого цвета. Ассоциирует с кварцем, карбонатами, хлорито-серпентином.

Хлорито-серпентин имеет близкий к серициту характер распределения. Он дает псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза и темноцветных минералов и частично замещает основную массу пород. Имеет пластинчатую, иногда решетчатую структуру. В ячейках решеток, образованных пластинчатыми и решетчатыми индивидами, располагаются тонкочешуйчатые (0,00n *мм*) агрегаты. Длина волокон до 1 *мм*.

Бесцветен. Ng—Np=0,004—0,010. У низкодвупреломляющих разностей Ng=1.572±0,002; Np=1.568±0,002. Двуосный, оптически положительный. Удлинение отрицательное.

Кварц I составляет от 1 до 20% объема измененных пород. Содержание его возрастает при переходе от слабо измененных к сильно

Таблица 5

ассоциаций минералов

Ранний		Поздний		
Сульфидно-кварцево-карбонатная		Сульфидно-баритовая		Кварц-карбонат-баритовая
Нерудные	Рудные (5%)	Нерудные	Рудные (около 5%)	Нерудые
Кварц, кальцит, анкерит	Халькопирит, пирит	Барит	Галенит	Барит, кальцит, кварц
			Халькопирит	Доломит
		Кварц, **кальцит,** анкерит		Сидерит
	Золото самород.	**Сфалерит, блеклая руда, пирит, арсенопирит, висмутин, висмут самор.**		**Альбит,** ортоклаз

измененным. Распределен неравномерно. Представлен одиночными зернами, небольшими ксеноморфными и прожилковидными скоплениями роговиковой и гранобластовой структуры. Разнозернистый (зерна 0,001—0,1 *мм*). Серовато-белого цвета.

Пирит I занимает от 1 до 10% объема измененных пород. Представлен мелкими (0,00n—5 *мм*) кубическими, пентагондодекаэдрическими кристаллами или комбинациями этих форм, ксеноморфными зернами, скоплениями (0,n—5 *см*), просечками. В повышенных количествах встречается в сильно серицитизированных породах. В составе пирита I обнаружены примеси Ni, Co, Mn и др. (табл. 6).

В вольфрамат-кварцевую стадию сформировалась гюбнерит-кварцевая минерализация, пространственно совмещенная с золото-сульфидно-кварцевой. Гюбнерит подвергся интенсивному гипогенному выщелачиванию, а пустоты были частично выполнены друзами горного хрусталя, тетраэдрита, халькопирита, сфалерита и галенита.

С золото-сульфидно-кварцевой стадией связано образование продуктивной парагенетической ассоциации минералов, которая в основном слагает рудные тела описываемого поля.

Особенностью состава золото-сульфидно-кварцевой парагенетической ассоциации является обилие минералов — 33, в том числе 28 рудных. Из нерудных к ведущим относятся кварц II (70—85% объема) и иногда серицит (до 5—10% объема). Кальцит, анкерит, барит присутствуют в малых количествах. Рудные минералы, в основном сульфиды, занимают 5—30%, в среднем около 10—15% объема тел. Главные среди них — пирит II, галенит I, тетраэдрит I и халькопирит II — находятся в приблизительно равных количествах при некотором преобладании пирита. Им несколько уступает сфалерит. Роль остальных рудных минералов — самородных золота, серебра, висмута, теллуридов серебра, золота, висмута, сульфосолей — плагионита, бурнонита и других — невелика. Теллуриды представлены 10 минералами — алтаитом, гесситом, петцитом, калаверитом, сильванитом, тетрадимитом, волынскитом, теллуровисмутитом, жозеитом, вейсситом (?). В отдельных обогащенных золотом жилах они образуют заметные скопления и находятся в макроскопически видимых выделениях.

Установлены следующие текстуры руд: гнездообразная, неравномерно- и полосчато-вкрапленная, полосчато-крустификационная и кокардовая. Кварц имеет массивную, лучистую, шестоватую, реже друзовую текстуру. Рудные минералы отличаются мелкими размерами, а их скопления не превышают в поперечнике 2×4 *см*. Они образуют неравномерную, гнездообразную и прожилковую вкрапленность. Сульфиды большей частью тяготеют к лежачему боку, в то время как теллуриды и видимое самородное золото в некоторых жилах — к висячему боку с редкой вкрапленностью сульфидов. Все рудные минералы отчетливо приурочены к границам зон различного минерального состава (кварца и серицита, кварца и ксенолитов вмещающей породы), к границам кварца различной текстуры или массивному кварцу.

Кварц II слагает золото-сульфидно-кварцевые жилы и входит в состав приконтактово-измененных пород. Для него характерно многообразие текстур, которые встречаются совместно в сложных сочетаниях. В одних жилах зальбанды сложены массивным кварцем, а средняя часть—лучистым и друзовым, в других чередуются полосы шестоватого и мелкозернистого кварца. Чаще эти разности кварца распределены неравномерно. Размеры зерен кварца колеблются от 0,001 до 1,5 *мм*, кристаллов (обычно частично оформленных) — от 0,n×0,n до 10×30 *мм*. Структура аллотриоморфнозернистая, роговиковая, гипидиоморфнозернистая. Окраска различная — молочно-белая, серовато-белая, серая, иногда полихромная, головка кристаллов бурого или фиолетового цвета, призма серовато-белая. Кварц II обычно непрозрачный, реже полупрозрачный и прозрачный. Нередко встречаются чередующиеся прозрачные и непрозрачные зоны (рис. 10 *а*).

Рудные минералы выполняют интерстиции и трещины в кварце II, замещают его.

В составе рассматриваемой минеральной ассоциации в малом количестве содержится кварц III. Он цементирует обломки кварца II, образует в нем прожилки мощностью 0,1—1 *см*. Шестоватый, серовато-белого цвета, непрозрачный и слабо просвечивающий.

Серицит лишь в некоторых жилах находится в заметных количествах. По окраске различаются яблочно-зеленый (преобладает), снежнобелый и сиреневый (редок) серициты. Яблочно-зеленый серицит образует гнездообразные и прожилковидные скопления. Послед-

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в гипогенных минералах Кочбулакских жил, *г/т*

Минерал	Золото	Серебро	Селен	Теллур
Кварц II	0,0—0,0 (0,0/3)	8,0—14,0 (10,0/3)		
Кварц III	0,0—0,0 (0,0/2)	2,0— 3,5 (2,7/2)		
Пирит I	0,0—Сл. (0,0/2)	12,0—14,0 (13,0/2)	4—4 (4/2)	7—11 (9/2)
Пирит II	Сл.—172 (29/7)	2,0—1222 (413/7)	0—608 (293/3)	38—4660 (1949/3)
Пирит III			(4/1)	(6/1)
Халькопирит II	4,0—40,0 (24/4)	540—1794 (1284/4)	44—172 (98/4)	90—1075 (455/4)
Тетраэдрит	56—228 (114/9)	1352—20486 (6333/9)	167—350 (291/4)	240—18800 (6060/4)
Галенит I	0,5—96 (38/7)	652—6955 (1172/7)	50—924 (456/6)	330—1375 (593/9)
Галенит II	0,0—0,0 (0,0/2)	476—612 (544/2)	0—2 (0,7/3)	0—2 (0,7/3)
Сфалерит	0,0—52 (19/5)	104—400 (227/5)	0,0—15 (7/4)	0—133 (65/4)

Минерал	Висмут	Кадмий	Индий	Галлий	Кобальт	Никель
Кварц II						
Кварц III						
Пирит I	10—30 (20/2)				240—250 (245/2)	30—40(35/2)
Пирит II					30—30 (30/2)	10—20(15/2)
Пирит III					220/1	20/1
Халькопирит II	90—260 (180/3)					
Тетраэдрит	300—6000 (1925/4)	1200—4800 (2400/3)	80—125 (102/2)		30—110 (80/3)	20—20(20/2)
Галенит I	100—360 (170/6)	200—420 (305/4)	0—2 (0,7/3)	4/1		
Галенит II	0,0—420 (360/3)	100—1200 (500/3)	0/3			
Сфалерит	0,0—0,0 (0,0/4)	8400—9600 (9200/3)	2—60 (33/3)	288—548 (418/2)	0/1	10/1

ние, располагаясь параллельно контактам жил, обусловливают их полосчато-крустификационную текстуру. Размер чешуй не превышает 0,02 *мм*. Серицит тесно ассоциирует с пиритом.

Снежно-белый серицит представлен гнездообразными скоплениями (0,2—15 *мм* в поперечнике) и тонкими (около 5 *мм*) просечками. Размер чешуй колеблется от 0,002—до 0,3 *мм*. Этот серицит дает псевдоморфозы по мелким (до 2 *мм*) радиально-лучистым агрегатам неизвестного минерала. Ассоциирует с тетраэдритом, теллуридами и особенно тесно с самородным золотом. Последнее обыкновенно дает волосные прожилки в агрегатах снежно-белого серицита.

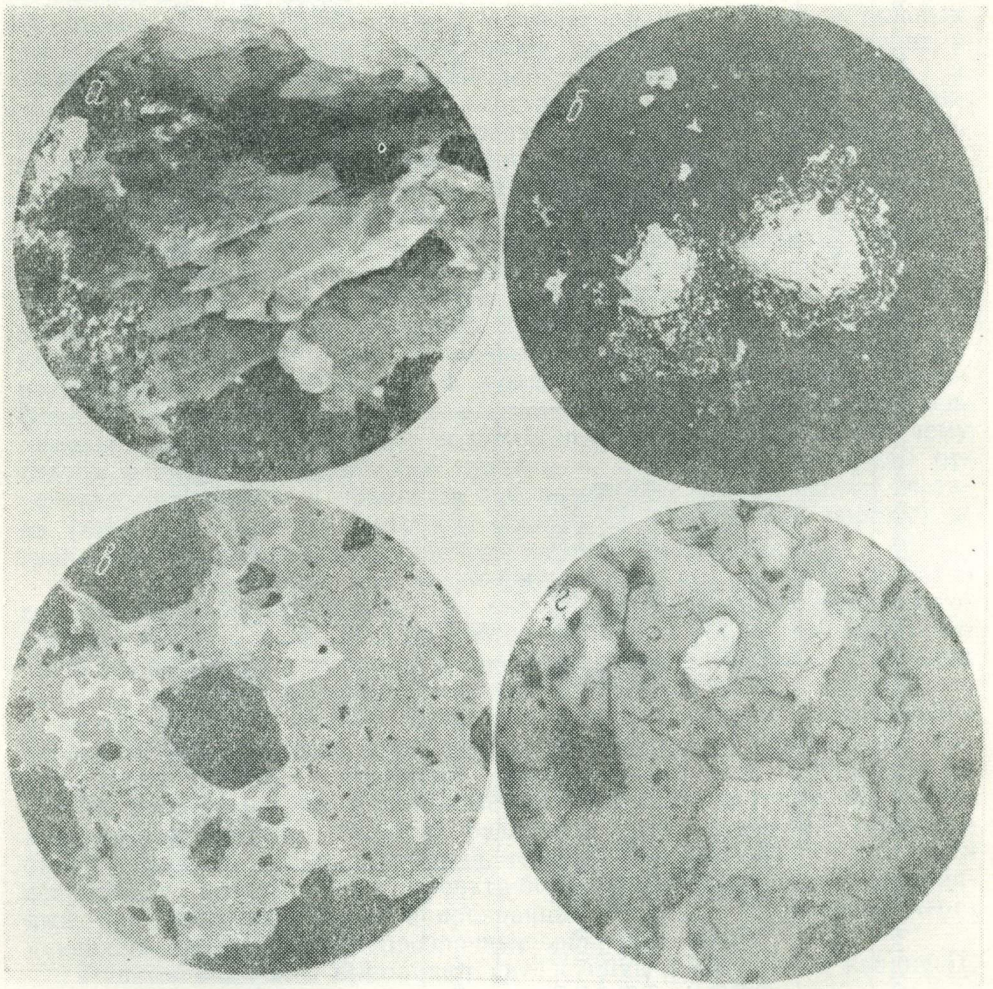


Рис. 10. Взаимоотношения рудных и жильных минералов из Кочбулакских золоторудных жил.

а—зональный кварц II. Шлиф 1363. Увел. 23 раза; *б*—колломорфный пирит (белое) в кварце (серое). Аншлиф 1002—2. Без анализатора. Увел. в 58,5 раза; *в*—замещение тетраэдрита (серое) алтаитом (белое) и гесситом (светло-серое, рельефное). Аншлиф 1-КБ. Без анализатора. Увел. в 58,5 раза; *г*—идиоморфная золотина (белое) в гессите (светло-серое). Серое—тетраэдрит, черное—кварц. Аншлиф 1102—2. Без анализатора. Увел. в 155 раз.

Сиреневый серицит встречается в виде единичных гнезд (0,1—1 *см* в поперечнике) и просечек. Тонкочешуйчатый. Располагается обособленно в кварце.

По оптическим свойствам и составу все разности серицита близки между собой.

Пирит II — ведущий сульфид золоторудных жил. Он образует неравномерную вкрапленность и массивные скопления (до 20×30 *см*) изометричных, иногда с неровными очертаниями, зерен, редко кристаллов в форме комбинаций куба и октаэдра, куба и пентагондодекаэдра. Зерна и кристаллы имеют зональное строение, которое выявляется воздушным травлением. Встречаются выделения колломорфного строения (рис. 10*б*). Пирит II ассоциирует с халькопиритом II, тетраэдритом, галенитом I, иногда со сфалеритом, которые выполняют промежутки между зернами, образуют секущие прожилки или замещают его. Нередко он содержит вростки и просечки теллуридов и самородного золота. В составе пирита II обнаружены Co, Ni — 0,00n%, As, Se — 0,0n%; Cu, Te — 0,n% (табл. 5), Au—44 *г/т*, Ag—412 *г/т*. По содержанию Co и Te пирит II резко отличается от пирита других генераций.

Халькопирит в золото-сульфидно-кварцевой ассоциации представлен тремя генерациями. Халькопирит I образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Халькопирит III редок, находится в виде тонких прожилков, примазок по трещинам, иногда в срастании с галенитом.

Преобладает вторая генерация халькопирита, представленная вкрапленностью (0,n—3, редко 5 *мм*) и кристаллами (до 2×3 *мм*). Грани последних грубо исштрихованы. Агрегаты халькопирита II имеют гранобластовую, меньше аллотриоморфнозернистую структуру. Халькопирит II выполняет промежутки между зернами и кристаллами кварца, а в пустотах нарастает на последние. Тесно ассоциирует с тетраэдритом, пиритом II, меньше со сфалеритом и галенитом. Во всех этих минералах, кроме галенита, он выделяется по трещинам, обрастает и замещает их. Галенит дает в халькопирите II секущие прожилки и замещает его. Часто описываемый минерал содержит вростки самородного золота и теллуридов — в основном алтаита, меньше калаверита, гессита редко тетрадимита, теллуровисмутита. Иногда они замещают его или образуют секущие прожилки.

В составе халькопирита II обнаружены Bi, Cd, Te—0,0n%; Ag, Zn—0,n%; In, Se, Au — 0,00n%. Содержания индия в нем выше, чем в сфалерите (табл. 6).

Блеклая руда в золото-сульфидно-кварцевых жилах представлена двумя генерациями, из которых вторая редкая. Блеклая руда II образует тонкие (не более 1 *мм*) прожилки, секущие халькопирит II, и блеклую руду I.

Блеклая руда I — тетраэдрит — находится в виде мелкой (не более 2 *мм* в поперечнике) вкрапленности и гнезд (до 2×2 и 1×5 *см*) различной формы. Изредка в пустотах встречаются скопления идиоморфных и частично оформленных кристаллов — комбинаций двух тетраэдров, тетраэдра и тригонтритетраэдра. Размеры кристаллов от 2 до 10 *мм* в поперечнике. В кварце тетраэдрит выполняет промежутки между зернами, кристаллами и иногда замещает его. Наблюдается в срастании с большинством сульфидов, но наиболее часто с галенитом и халькопиритом, а также с теллуридами и самородным золотом. Последние дают в нем многочисленные вростки и иногда интенсивно замещают его (рис. 10 *в*). Галенит в тетраэдрите выполняет трещины и иногда замещает его. Особенностью состава тетраэдрита является низкое содержание мышьяка, повышенное цинка, высокое висмута, золота, серебра и теллура (табл. 6). В нем присутствуют также Se, In, Sn, Hg. Большинство примесей обусловлено механическим загрязнением проб. As, Zn, Cd, In и Se, по-видимому, входят в состав тетраэдрита.

По оптическим свойствам выделенные генерации блеклой руды не различаются между собой.

Галенит I представлен мелкой (1—3 *мм*) вкрапленностью, гнездами (до 3×30 и 15×20 *см*), прожилковидными скоплениями, друзами мелких (до 1,5 *мм*) кристаллов (комбинации куба и октаэдра, в единичных случаях куба и ромбододекаэдра). В скоплениях галенит крупнозернистый (зерна до 1 *см* в поперечнике). Обычно он находится в срастании с сульфидами, наиболее часто с тетраэдритом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом. Нередко встречается в ассоциации с самородным золотом и теллуридами—гесситом, алтаитом, тетрадимитом, которые образуют в галените I вростки, иногда располагаются по спайности. В нем установлены ориентированные вростки аргентита и джемсонита.

В галените I обнаружены Cd, Bi, Se, Te — 0,0n%; Ag—0,n%; Mn, Sn, Au—0,00n% (табл. 6). Содержания Se являются наиболее высокими из всех сульфидов месторождения.

Сфалерит в данной минеральной ассоциации образует две генерации, из которых развита только первая. Сфалерит I распределен неравномерно: в одних жилах находится в единичных зернах, в других составляет до 20% всех рудных минералов. Образует неравномерную вкрапленность (зерна до 3 *мм*), скопления (до 1×3 и 2×2 *см*), в пустотах — кристаллы (0,n—1 *мм* в поперечнике) тетраэдрического облика.

Редко встречается обособленно в кварце. Обычно он находится в срастании со всеми вышеописанными сульфидами и иногда содержит вростки самородного золота и теллуридов. Для него характерно наличие густой ориентированной эмульсионной вкрапленности халькопирита.

Цвет сфалерита темно-бурый, бурый, бутылочно-зеленый, медово-желтый. Обычны выделения полихромной незакономерно распределенной окраски.

Сфалерит I содержит Fe, Mn, Cd — 0,n%; Ga, Ag — 0,0n%; In, Hg, Te, Au — 0,00n%; Se, Ge — 0,000n%. Обращают на себя внимание необычно высокие содержания галлия (табл. 6).

Сфалерит II образует примазки по трещинам кварца II и встречен в срастании со сфалеритом I и тетраэдритом — образует в них тонкие секущие прожилки и замещает сфалерит I. Характеризуется отсутствием эмульсионной вкрапленности халькопирита.

Сфалерит II кроваво-красный, реже буроватого цвета, прозрачный. От сфалерита I отличается более низким содержанием железа (0,00n—0,0n%) и отсутствием сурьмы.

Самородное золото представлено всеми классами крупности — от пылевидного (преобладает) до крупного. Среднее и крупное золото характерно лишь для единичных жил. Размеры золотин колеблются от 0,001 до 6×3×0,2 *мм*. Золотинки имеют комковатую, жилковидно-пластинчатую, проволочную и дендритовидную форму. Микроскопически мелкое самородное золото представлено амебовидными, каплевидными зернами, волосяными просечками и редко идиоморфными кристаллами (рис. 10 *г*). Распределено оно неравномерно, причем отчетливо тяготеет к рудным минералам и снежно-белому серициту. В кварце обнаружено лишь в непосредственнной близости к рудам. На основе микроскопических наблюдений установлен следующий ряд частоты срастания самородного золота (в порядке уменьшения): тетраэдрит→кварц II→пирит II→галенит I→халькопирит II→алтаит→сфалерит→петцит→висмут самородный→висмутин→теллуриды Bi и Ag→калаверит→бурнонит. Этот ряд почти совпадает с рядом по содержанию золота в минералах (рис. 11). Во всех перечисленных минералах самородное золото образует вростки, секущие прожилки, выполняет

промежутки и замещает их. Встречены золотинки среди продуктов разложения калаверита.

Самородное золото золотисто-желтого цвета, иногда золотинки покрыты темно-красным налетом. Микротвердость его, измеренная Д. Я. Романенко, равна 69 и 79 *кг/мм*^{2}. Пробность колеблется в пределах 84,9—88,5%, в среднем равна 86,4%. Спектроскопически (2 пробы) в его составе установлены: Au, Ag>1%; Cu, Bi, Te — 0,1%; Sb, Zn—0,06%, Fe—0,03%; Pb, Hg — 0,01%. Основная масса элементов-примесей обусловлена механическим загрязнением проб.

Теллуриды являются широко распространенными минералами в золото-сульфидно-кварцевых жилах, однако общее содержание их относительно невелико. Наиболее распространены гессит, алтаит, тетрадимит. Теллуриды золота — петцит, калаверит, сильванит — мало развиты. Теллуриды, как и самородное золото, тяготеют к сульфидам — тетраэдриту, меньше пириту, галениту, халькопириту. Коротко остановимся на теллуридах золота и серебра.

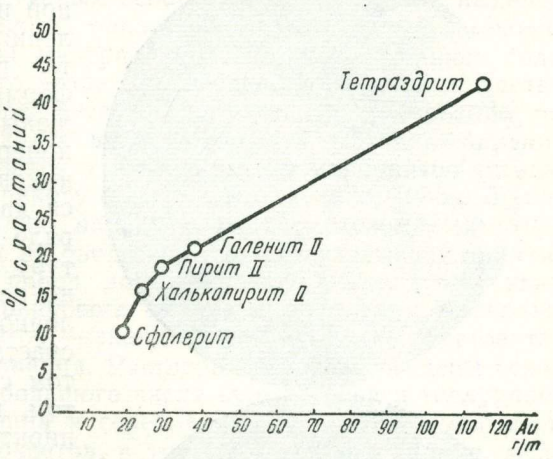


Рис. 11. График частоты срастания самородного золота с сульфидами и содержания золота в последних.

Калаверит ($AuTe_2$) представлен обособленными ксеноморфными зернами и их небольшими скоплениями. Размер выделений колеблется от 0,001 до 0,2 *мм* в поперечнике, преобладает 0,01—0,02 *мм*. Характерна его приуроченность к сульфидам—тетраэдриту, халькопириту II, пириту II и кварцу. В первых двух минералах он образует вкрапленность, в последних располагается в интерстициях и по трещинам зерен. Довольно редко отмечается в страстании с теллуридами (гесситом, петцитом, волынскитом, тетрадимитом) и самородным золотом, которое образует в петците вростки, просечки или замещает его. Из теллуридов четкие взаимоотношения установлены лишь с гесситом, выполняющим трещины и промежутки между зернами калаверита.

Петцит ($Ag\ Au\ Te_2$) образует вытянутые и изометричные с неровными очертаниями округлые зерна и редко плохо оформленные кристаллики. Размер выделений 0,001—0,5 *мм* в поперечнике. Встречается как в срастании с рудными минералами, так и обособленно в кварце. В отличие от других теллуридов, для него характерна более тесная ассоциация с теллуридами, чем с сульфидами. Из теллуридов он отчетливо тяготеет к гесситу, алтаиту и сильваниту. Гессит обрастает зерна петцита, давая структуру краевых каемок; в алтаите петцит образует включения идиоморфных кристаллов. Сильванит замещает его.

Петцит образует вростки (от единичных зерен до густой вкрапленности) в тетраэдрите. Редко он встречается в выделениях галенита I, халькопирита II, пирита II и сфалерита I. Самородное золото образует в выделениях петцита мелкие вростки или выполняет трещины (рис. 12 *а*).

Сильванит (Au Ag Te_4)—редкий минерал. Он представлен ксеноморфными и изометричными, иногда округлыми зернами и небольшими скоплениями. Размер зерен 0,00n—0,06 *мм*, скоплений — 0,01—0,1 *мм*. Сильванит дает тесные срастания с тетраэдритом и теллуридами — алтаитом, гесситом, петцитом и калаверитом, наиболее часто — с алтаитом, в котором образует секущие прожилки или обрастает зерна.

Оптические свойства сильванита стандартны. Характерно полисинтетическое двойникование большинства зерен (рис. 12 *б*).

Гессит (Ag_2 Te) по распространенности уступает лишь главным сульфидам и золоту самородному. Он в основном представлен микроскопически мелкими (0,00n—0,001 *мм*) и редко макроскопически видимыми выделениями. Последние образуют просечки до 5 *см* длиной и 0,5 *мм* мощностью и скопления n *мм* в поперечнике. Агрегаты гессита округлые, вытянутой формы и ксеноморфные. Они сложены мелкими (0,00n—0,01 *мм* в поперечнике) пластинчато сдвойникованными зернами. Встречаются двойники типа паркетных. В ряде случаев зерна имеют структуру ледяного узора. Относительно редко гессит находится обособленно в кварце. Обычно он дает срастания с блеклой рудой, золотом самородным, алтаитом, петцитом, калаверитом, халькопиритом, пиритом, галенитом. В блеклой руде встречается в виде ксеноморфных агрегатов и каплевидной, иногда густой вкрапленности. Очень характерны срастания гессита с самородным золотом. Оно представлено в гессите врастками, обычно располагающимися на границе гессита с вмещающими его минералами, секущими прожилками и иногда замещает гессит. Остальные сульфиды содержат мелкие вростки гессита.

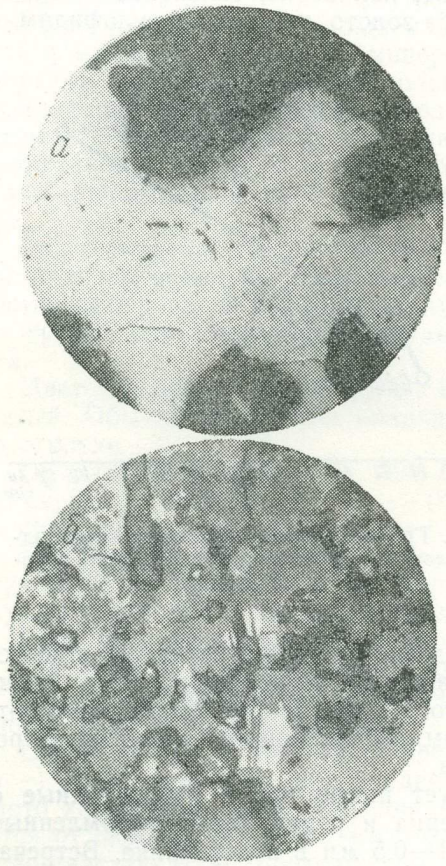


Рис. 12. Взаимоотношения теллуридов золота и серебра и самородного золота с ними в Кочбулакских золоторудных жилах.

а—просечки самородного золота (белое) в петците (серое), кварц (черное). Аншлиф 1966 Без анализатора, Увел. в 155 раз; *б*—полисинтетические двойники сильванита (белое). Серое, пестрое—гессит. Аншлиф 1-КБ. Николи не полностью скрещены. Увел. в 155 раз.

Гессит—один из поздних теллуридов. Он образует секущие прожилки в алтаите, выполняет промежутки между пластинками тетрадимита.

Алтаит (Pb Te) и тетрадимит (Bi_2 Te_2) имеют микроскопически мелкие размеры выделений (не превышают 0,2—0,8 *мм* в поперечнике) и обычно приурочены к тетраэдриту, в котором иногда занимают свыше 20% объема. Редко отмечаются в других сульфидах. Алтаит интенсивно замещает тетраэдрит.

В сульфидно-кварц-карбонатную стадию сформировались маломощные (до 5 *см*) жилы и прожилки и небольшие линзы кварц- кальцитового с пиритом и халькопиритом (5%) состава. Обычно эти жилки располагаются вдоль контактов золото-сульфидно-кварцевых жил и иногда секут их. В них выявлены очень малые количества самородного золота (встречены 2 золотинки в аншлифах), которое могло быть переотложено. Ведущими минералами этой парагенетической ассоциации являются кальцит (преобладает) и кварц IV.

Кварц IV дает скопления гранобластовой структуры и боченковидные кристаллы размером до 0,4×1 *см*. Цвет серовато-белый. Среди сульфидов ведущим является пирит III. По составу он резко отличается от пирита II и близок к пириту I (табл. 6).

Анализ минерального состава, парагенетических взаимоотношений (рис. 9), текстурных и структурных особенностей минералов выделенных парагенетических ассоциаций показывает существенное изменение состава растворов и условий минералообразования. В раннюю силикатную стадию золоторудного этапа под воздействием кислых растворов происходило интенсивное метасоматическое преобразование пород. Метасоматоз сопровождался выносом железа, магния, кальция, которые частично переотлагались в виде пирита и карбонатов (стадия выщелачивания по В. А. Жарикову и Б. И. Омельяненко, 1965). В золото-сульфидно-кварцевую стадию наряду с метасоматозом заметную роль играла кристаллизация из растворов. На это указывает наличие, с одной стороны, обломков пород, замещающихся роговиковым кварцем и рудными, обилие роговикового кварца с реликтами минералов вмещающих пород и с другой, — значительное развитие шестоватой, лучистой, друзовой текстур кварца. Растворы были недосыщены серой, что привело к образованию большого числа сульфосолей и теллуридов, в том числе теллуридов свинца и серебра. В эту стадию имел место значительный привнос компонентов, в том числе свинца, цинка, меди, сурьмы, селена, теллура, золота, серебра и др. В конце золоторудного этапа в сульфидно-кварц-карбонатную стадию отлагались минералы из нейтральных растворов.

Существенное изменение состава растворов в ходе минералообразования обусловило значительную неоднородность минерального состава рудных жил и различие в содержании элементов-примесей в минералах (рис. 13).

Золото-сульфидно-кварцевая парагенетическая ассоциация минералов по сравнению с другими обогащена золотом, серебром, висмутом, селеном, теллуром, кадмием. Золото практически полностью отложилось в эту стадию как в виде самородного золота, так и теллуридов. Тот факт, что при общем довольно большом содержании теллуридов роль теллуридов золота невелика, свидетельствует о меньшем сродстве теллура с золотом, чем с другими элементами, в том числе с серебром. По-видимому, это обусловило высокую пробность самородного золота, так как серебро к моменту его кристаллизации было увязано в теллуридах.

Селен в ничтожно малых количествах содержится в сульфидах дозолоторудных и постзолоторудных парагенетических ассоциаций минералов, вероятно, в качестве изоморфной примеси. Количества его в сульфидах золото-сульфидной ассоциации в десятки, а в отдельных минералах в сотни раз выше, при чрезвычайно сильных колебаниях в составе одного и того же минерала (пирит и галенит, табл. 6). Последнее позволяет предположить наличие собственных минералов селена.

Геохимической особенностью золотого оруденения этого поля яв-

ляется высокая кадмиеносность сульфидов. Содержания кадмия в сфалерите (0,95%) превышают известные средние содержания в сфалери-

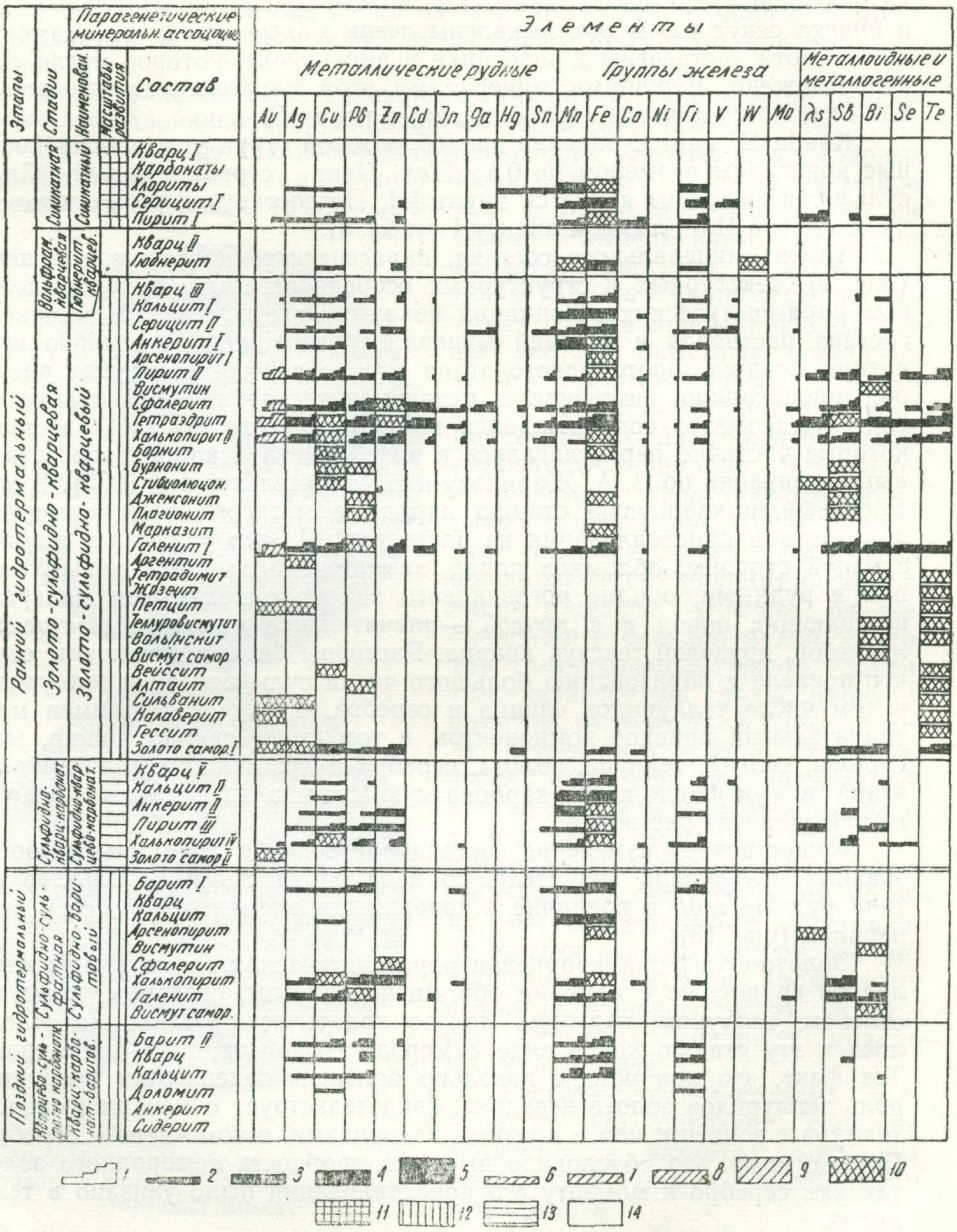


Рис. 13. Диаграмма распределения элементов в парагенетических минеральных ассоциациях Кочбулакского рудного поля (составлена Э. А. Марковой).

1—по вертикали даны содержания, по горизонтали—процент встречаемости элементов. Содержания элементов по данным химических и спектральных анализов: *2*—0,00n%, *3*—0,0n%, *4*—0,n%, *5*—n%. Содержания элементов по данным пробирных анализов: *6*—сл.—*3* *г/т*, *7*—4—10 *г/т*, *8*—11—100 *г/т*, *9*—>100 *г/т*, *10*—главные элементы минералов. Масштабы проявления парагенетической минеральной ассоциации: *11*—большие, *12*—средние, *13*—малые, *14*—не установлены.

тах сульфидных месторождений этого региона (0,84%) (А. А. Малахов, 1963). В качестве постоянной примеси кадмий входит в состав

галенита (галенит I—0,03%, галенит II—0,05%) и тетраэдрита (0,24%). Отношение Zn : Cd в сфалерите составляет 65,9, в галените I — от 1,7 до 3,3, в галените II — от 0,16 до 1,5; в тетраэдрите (без видимых включений сфалерита) — от 8,3 до 31,9. Эти данные показывают, что наличие кадмия в последних двух минералах не связано с загрязнением их сфалеритом, кадмий входит в состав галенита и тетраэдрита в качестве изоморфной примеси.

Второй баритовый (?) незолоторудный этап минерализации представлен двумя стадиями — сульфидно-баритовой и кварц-карбонат-баритовой. Сульфидно-баритовая стадия проявилась на месторождении в образовании довольно крупных (до 30 *м* длиной и 1 *м* мощности) баритовых с сульфидами (около 5%) жил. Среди сульфидов главными являются галенит (преобладает) и халькопирит, в ничтожно малых количествах содержатся пирит, сфалерит и висмутин. Галенит по составу резко отличается от галенита I (табл. 6).

В кварцево-карбонатно-баритовую стадию образовались кварцевые, кальцитовые, доломитовые, кварц-кальцитовые, кварц-баритовые маломощные жилы, прожилки и гнезда.

Таким образом, в пределах Кочбулакского рудного поля золотое оруденение размещается внутри субвулканических тел (Южный) в интравулканических структурах (Узун, Кальта, IV зона) и в трещинах, оперяющих субширотные межформационные зоны и интенсивно окварцованных пепловых туфах (Тогберды), т. е. оруденение локализуется в типичных геологических позициях, свойственных субвулканическим рудным формациям.

Золоторудные тела, представленные кварцевыми жилами и зонами окварцевания, четко контролируются межформационными разрывными структурами, либо приурочены к оперяющим их системам трещин. В последних сосредоточены наиболее богатые рудные тела.

Характерная особенность золоторудных образований Кочбулакского рудного поля — широкое развитие теллуридов и выпадение золота в одну стадию минерализации — золото-полисульфидно-кварцевую.

ТЕЛЛУРИДО-ПИРИТО-ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

(Бургундинское рудное поле)

УДК. 553. 411+553. 291+553:549. 905. 3

Геология рудного поля

Бургундинское рудное поле расположено в Калканатинских горах, представляющих собой дислоцированное северное крыло Кураминского антиклинория. На севере оно ограничено широтным Бургундинским взбросом, по которому сланцы нижнего палеозоя надвинуты на отложения среднего палеозоя.

В строении рудного поля участвуют сланцы нижнего палеозоя ($O—S_1$) и эффузивные кварцевые порфиры нижнего девона, на размытой поверхности которых залегают конгломераты и песчаники базального горизонта среднего девона, а затем, выше по разрезу, обнажаются переслаивающиеся горизонты известняков и доломитов среднего и верхнего девона (рис. 14 и 15). Интрузивные породы представлены дайкой кварцевых порфиров, имеющей почти согласное с карбонатной толщей залегание. Породы карбонатной толщи в пределах рудного поля падают на юго-запад. Вблизи Бургундинского разлома они имеют более крутое залегание (40—60°), но по мере удаления от него выполаживаются, а затем приобретают общее северо-западное падение, образуя в юго-западной части поля брахисинклиналь близкого к широтному простирания. Развитие в северной части поля эффузивных кварцевых порфиров ($Д_1$) указывает на наличие здесь местного меридионального поднятия антиклинального типа. В известняках и доломитах прослеживаются мелкие складки иных направлений, усложняющие структуру карбонатной толщи.

Площадь рудного поля пересекается разрывными нарушениями двух направлений: субширотного, совпадающего с ориентировкой Бургундинского взброса, и оперяющего его северо-восточного. В последних локализуется золоторудная минерализация (Королева и др., 1966). По структурным особенностям Бургунда относится к типу месторождений в оперенных разломах (Шехтман и др., 1964). Вмещающие породы подверглись доломитизации, ороговикованию, серпентинизации, отальковению, незначительному скарнированию и серицитизации.

Вторичная доломитизация известняков широко развита на площади рудного поля и является результатом воздействия гидротермальных растворов на нижележащие первичные доломиты, из которых заимствовался магний (Князев, 1954). Вторичный доломит в виде неправильных тел размещается по слоистости известняков и имеет неравномернозернистое, но яснокристаллическое строение.

Ороговикование происходило вслед за доломитизацией и выражалось в замещении известковисто-доломитовых горизонтов тонкозернис-

тыми агрегатами кварца роговикового облика. При этом в слоистых известняках возникали яшмовидные породы, темно-серые кремневики и прожилки переотложенного доломита. Рудные минералы в ороговикованных породах встречаются в виде редкой вкрапленности гематита и халькопирита.

Серпентинизация и оталькование постоянно отмечаются среди доломитизированных известняков и доломитов и проявляются вдоль зон

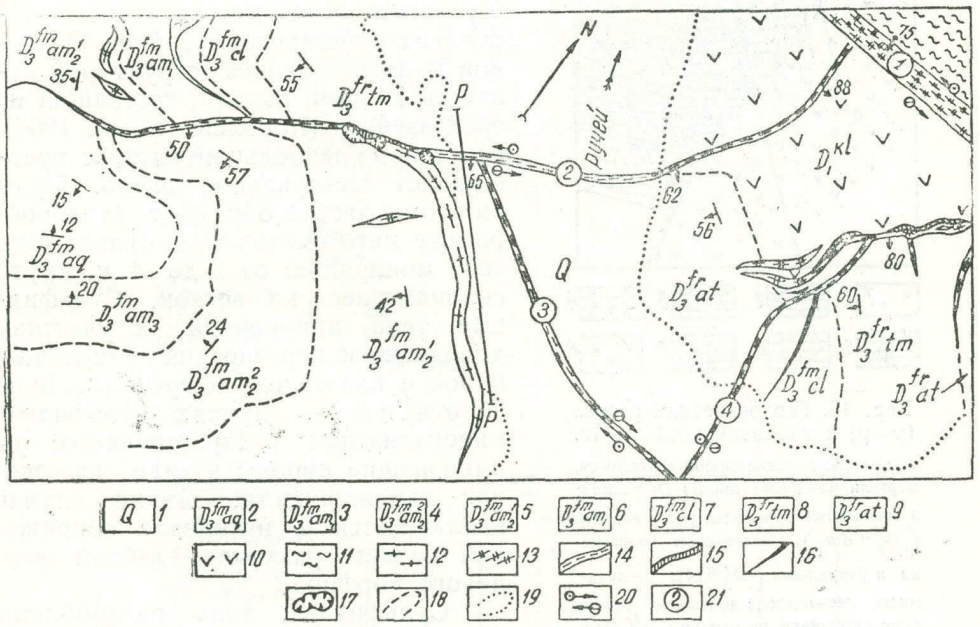


Рис. 14. Геологическая схема Бургундинского рудного поля. Составил В. Овечкин, 1963 г.

1—наносы; *2*—тонкослоистые песчаники, известняки, доломиты; *3*—тонкослоистые доломиты, известняки, реже песчаники; *4*—ожелезненные доломиты, известняки, мергели; *5*—ожелезненные доломиты, мергели, реже известняки; *6*—искристые доломиты, реже мергели; *7*—глинистые известняки и ракушняки; *8*—доломиты, песчанистые доломиты, глинистые известняки, песчаники; *9*—доломиты, песчаники, мергели, алевролиты, реже известняки; *10*—кварцевые порфиры и их туфы, *11*—сланцы и песчаники ($O-S_1$); *12*—кварцевые порфиры; *13*—зоны ориентированного дробления; *14*—зоны оперяющих разломов; *15*—кварцевые жилы; *16*—мелкие оперяющие трещины; *17*—древние выработки; *18*—контуры стратиграфических горизонтов; *19*—граница палеозойских отложений; *20*—направление относительных перемещений по разломам (с точкой—поднятые блоки, с черточкой—опущенные); *21*—разломы: *1*—Бургундинский, *2*—Первый рудоконтролирующий, *3*—Безымянный и *4*—Второй рудоконтролирующий.

нарушений. Породы, возникающие при этих процессах, имеют светло-зеленую или белую окраску и сложены тальком, серпентином, клинохлором и кальцитом. В этих породах локализуется основная масса рудных минералов.

Скарнирование имеет весьма ограниченное развитие и наблюдается по слоистости темно-серых доломитов в виде ярко-зеленых пятен и тонких полос (от 0,3 до 5 *см*). Они состоят из граната, карбонатизированного и уралитизированного пироксена с редкой микроскопической «сыпью» сферолитоподобных образований гематита, содержащего реликты магнетита.

Серицитизация наиболее интенсивно проявилась в дайке кварцевых порфиров, которая в отдельных местах почти полностью превращена в кварц-серицитовые породы, состоящие из светло-зеленого, ре-

же сиреневого серицита, пирита, мусковита, кварца и карбоната. Серицитизированные участки дайки, наряду с сульфидчыми телами в окварцованных и серпентинизированных породах, содержат высокие концентрации золота.

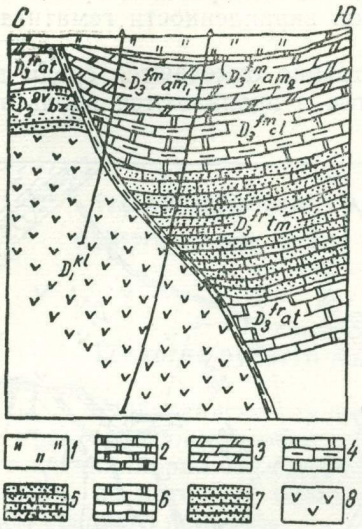


Рис. 15. Геологический разрез (р—р) к схематической карте.

1—наносы; *2*—ожелезненные доломиты, мергели, реже известняки ($D_3^{fm}\,am_2^1$); *3*—искристые доломиты, реже мергели ($D_3^{fm}\,am_1$); *4*—глинистые известняки и ракушняки ($D_3^{fm}\,cl$); *5*—доломиты, песчанистые доломиты, глинистые известняки, песчаники ($D_3^{fr}\,tm$); *6*—доломиты, песчаники, мергели, алевролиты, реже известняки ($D_3^{fr}\,at$); *7*—аркозовые песчаники, гравелиты, алевролиты, доломиты, конгломераты, базальный горизонт ($D_2^{gv}\,bz$); *8*—кварцевые порфиры и их туфы ($D_2\,Kl$).

В пределах рудного поля выделяется несколько субпараллельных зон, размещающихся в разломах северо-восточного простирания, оперяющих субширотный взброс. Основной рудовмещающей структурой является Первый разлом, состоящий из трех звеньев (Королева и др., 1966), из которых наибольший интерес представляет Центральное звено. Руды на этом участке образуют столбообразные метасоматические сульфидные тела мощностью от 1 до 4 *м*, круто склоняющиеся на восток. Сульфидные тела приурочены к участкам дробления и перетирания вмещающих пород и имеют четкие границы. Лишь в отдельных случаях сульфидная минерализация распространяется во вмещающие породы в виде рассеянной вкрапленности. Такие случаи наблюдаются в интервале сопряжения Первого разлома с дайкой кварцевого порфира.

Сульфидные тела раздроблены и сцементированы доломитом, кальцитом и кварцем. На поверхности над этими телами развита зона окисления, что обусловило развитие здесь кварц-лимонитовых руд. Только в них встречается видимое самородное золото.

Минералого-геохимические особенности рудных тел

Детальное изучение минералогии рудных тел позволило установить по ряду признаков стадийность в формировании месторождения. Выделяются два этапа минералообразования (рис. 16) — гидротермальный и супергенный.

В гидротермальный этап входят восемь стадий с присущей для каждой из них парагенетической ассоциацией минералов. Процесс минералообразования начался с метасоматического изменения вмещающих пород, протекавшего в течение двух стадий: силикатно-карбонатной и водных силикатов. Изменение характеризовалось типичным для кислотного выщелачивания выносом сильных оснований (MgO, CaO, Na_2O). При замещении известняков доломитом и кварцем возникали колломорфные текстуры, свидетельствующие о выпадении минералов из коллоидных растворов. Песчанистые прослои в известняках подвергались скарнированию.

Кварц I, отложившийся в эту стадию, имеет молочно-белый цвет. Он развивается по известнякам и доломитам, превращая их в ороговикованные, плотные, светло-серые породы с неравномерной рассеянной вкрапленностью кристаллов пирита. В кварце I устанавливаются следы золота и серебра (табл. 7).

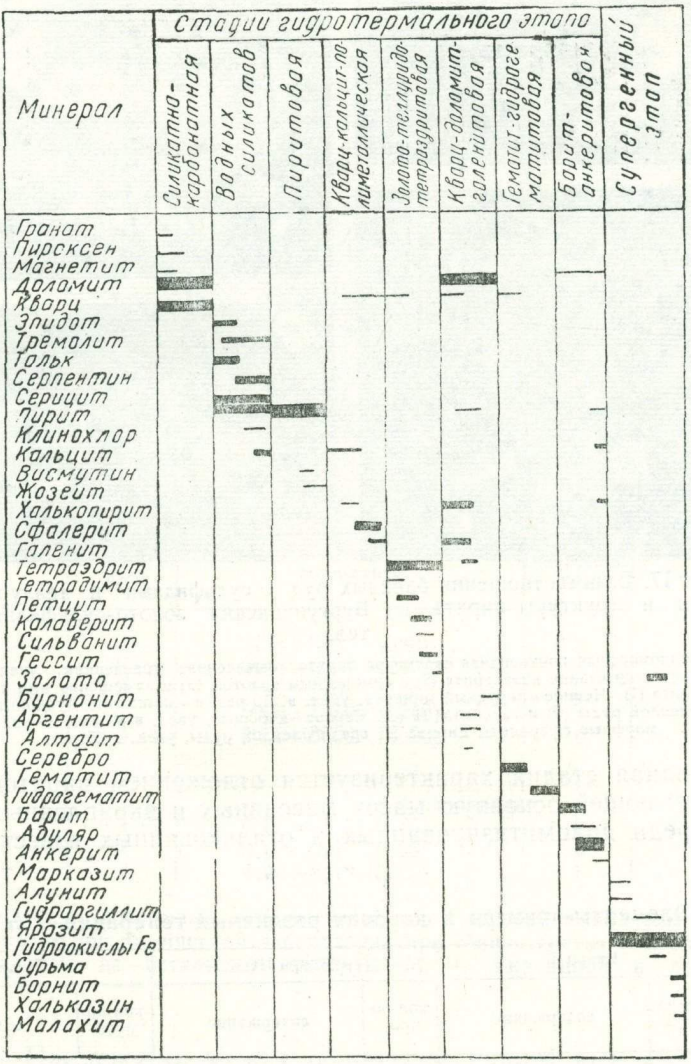


Рис. 16. Схема последовательности выделения минералов в пределах Бургундинского рудного поля. Составлена Н. Н. Королевой.

Пирит. Минералы, отложившиеся в течение первой стадии, замещались уралитом, карбонатами, хлоритом и тальком. Замещение сопровождалось высвобождением железа, выпадавшим затем в виде магнетита, и перекристаллизацией кварца. При серицитизации кварцевых порфиров и их туфов железо увязывалось в мелкокристаллическом пирите I, составляющем от 1 до 5% объема пород.

Химические анализы показали отсутствие в нем висмута и низкие содержания селена, теллура, золота, серебра и кобальта (табл. 8).

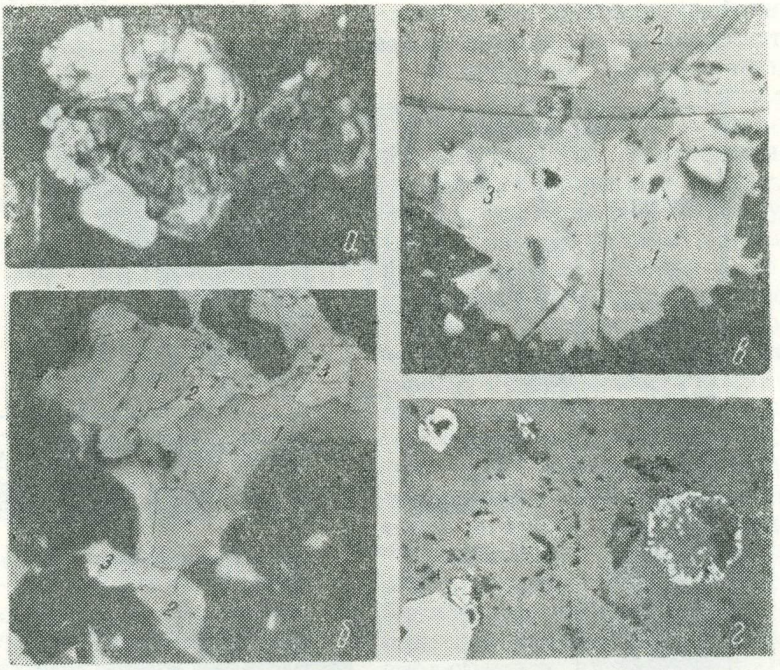


Рис. 17. Взаимоотношения блеклых руд с сульфидами и теллуридами и структуры пирита из Бургундинских золото-сульфидных тел.

а—колломорфная почковидная структура пирита, выявленная травлением, увел. в 90 раз; *б*—срастание калаверита (2) с самородным золотом (*3*) и замещение ими тетраэдрита (1). Черное—нерудный минерал, увел. в 210 раз; *в*—замещение бурнонитом (*1*) блеклой руды (*2*) и галенита II (*3*). Черное—карбонат, увел. в 90 раз; *г*—колломорфные сферолиты пирита III среди блеклой руды, увел. в 20 раз.

Сульфидная стадия характеризуется отложением пиритовой ассоциации, слагающей основную массу массивных и вкрапленных пиритовых руд среди доломитизированных и оталькованных известняков.

Таблица 7

Элементы-примеси в кварцах различных генераций, *г/т*

Элементы-примеси	Кварц I		Кварц III		Кварц IV	
	кол-во проб	содержание	кол-во проб	содержание	кол-во проб	содержание
Золото	7	0,0—2,0 (0,28)	6	0—24 (5,3)	3	0,0—0,0 (0,00)
Серебро	7	0,0—10 (27,1)	6	Сл.—220 (53,3)	3	0—32 (11)
Висмут	3	20—40 (26,6)	4	0—260 (85)	1	30
Сурьма	1	30	2	0—180 (90)	—	—
Селен	3	3—7 (5,3)	4	0—11 (3)	1	65
Теллур	3	0—43 (16)	4	0—652 (175)	1	30

Примечание. Пробирные анализы выполнены в химической лаборатории при Министерстве геологии УзССР, аналитик Л. Ф. Толкачева; химические—в лаборатории САИГИМСа, аналитик М. М. Винницкая.

Нередко в сплошных пиритовых рудах наблюдается неравномернозернистая или порфировидная структура, обусловленная тем, что

вокруг крупных зерен пирита локализуются более мелкие (Королева и др., 1966). Травлением кристаллов пирита выявлено зональное и почковидное строение, характерное для колломорфных образований (рис. 17 *а*).

Кристаллы пирита II и его агрегаты несут следы механической деформации в виде трещиноватости, дробления и появления зеркал

Таблица 8

Элементы-примеси в рудных минералах Бургунды

Элементы-примеси	Пирит I		Пирит II	
	количество проб	содержание	количество проб	содержание
Золото, *г/т*	1	4	12	11—441 (102)
Серебро	1	2,1	12	1—2192 (383)
Селен	1	16	10	25—97 (53)
Теллур	1	16	10	108—875 (313)
Висмут	1	0,0	10	120—340 (170)
Сурьма, %	—	—	4	0,008—0,40 (0,1170)
Кобальт, *г/т*	2	40—50 (45)	7	30—200 (63)
Никель	2	30—60 (45)	7	0—30 (11)
Мышьяк, %	2	0,04—0,10 (0,700)	9	0,02—0,10 (0,550)
Индий	—	—	—	—
Цинк	—	—	—	—

Элементы-примеси	Тетраэдрит		Блеклая руда	
	количество проб	содержание	количество проб	содержание
Золото, *г/т*	2	148—612 (380)	1	0,0
Серебро	2	2044—2664 (2404)	1	90
Селен	3	40—170 (120)	1	0,00
Теллур	3	5000—12500 (7840)	1	0,00
Висмут	3	2000—8000 (4500)	1	300
Сурьма, %				
Кобальт, *г/т*	2	100	1	0,080
Никель		Не исследовался		
Мышьяк %	2	0,6—0,7 (0,65)	1	2,18
Индий	2	0,03—0,1 (0,065)	1	0,000
Цинк	2	4,83—6,18 (5,55)	1	5,92

Примечание. Пробирные анализы на золото и серебро выполнены Л. Ф. Толкачевой в Центральной химической лаборатории при Министерстве геологии УзССР; химические анализы на остальные элементы—М. М. Винницкой в лаборатории САИГИМСа.

скольжения. Промежутки между обломками пирита выполнены кварцем и сульфидами. В пирите II установлены более высокие содержания элементов, обнаруженных в пирите I (табл. 8). Эти элементы входят в состав тетраэдрита, жозеита, калаверита, петцита, алтаита и самородного золота, образующих включения в пирите II.

В силикатно-сульфидную стадию формировались кварц-карбонатные прожилки и маломощные жилы с неравномерной вкрапленностью сфалерита, халькопирита и меньше галенита. Сфалерит переполнен эмульсионной вкрапленностью халькопирита, реликтами пирита. Редко встречаются включения алтаита, золота и самородного серебра. Химические анализы двух проб сфалеритов показали присутствие железа (0,36%), кадмия (0,26—0,29%), индия (1—13 *г/т*), галлия (26—

54 *г/т*), селена (47 *г/т*), теллура (300 *г/т*), висмута (40 *г/т*), серебра (208 *г/т*), золота (8,5 *г/т*).

В золото-теллуридовую стадию отложилась основная масса тетраэдрита, золота и теллуридов золота, серебра и висмута. Они образуют продуктивную ассоциацию, накладывающуюся на раннюю пиритовую (рис. 19). Последовательность отложения минералов (рис. 16, 19) указывает на снижение относительного значения серы и увеличение концентрации теллура в растворе. В конце стадии концентрация теллура заметно снижается, и при наличии в растворе избытка ионов золота оно выделяется в самородной форме.

Главным рудным минералом золото-теллуридовой стадии является цинксодержащий тетраэдрит. Количество его в рудах колеблется от 1 до 5%. Он постоянно находится в ассоциации с пиритом II. В отдельных пробах тетраэдрита обнаружены (табл. 8) высокие содержания золота (380 *г/т*), теллура (7800 *г/т*), серебра (2404 *г/т*), селена (4500 *г/т*), индия (650 *г/т*). Постоянно устанавливается ртуть, содержания которой в нем с глубиной повышаются. Высокие содержания теллура, золота, висмута и серебра в тетраэдрите обусловлены обилием микровключений теллуридов, замещающих его.

Калаверит широко распространен среди теллуридов и образует микроскопические идиоморфные вкрапленники или неправильные включения размером от 0,001 до 0,03 *мм*. Обычно он содержит каплевидные включения самородного золота, а иногда находится с ним в срастании, замещая тетраэдрит (рис. 17 *б*). Кроме того, калаверит встречается в ассоциации с петцитом и тетрадимитом.

Петцит установлен в виде микроскопических образований (0,001—0,01 *мм*). Количественный подсчет показал, что из общего числа встреченных зерен петцита он в 42% случаев отмечается среди тетраэдрита, в 32% — среди пирита вместе с тетраэдритом, и только в 6% — среди кварца. В Калгурли, как отмечает М. С. Безсмертная (по Стиллвелу, 1966), петцит является продуктом преобразования креннерита, а в ассоциации с сильванитом и золотом — калаверита. По нашим наблюдениям, калаверит и золото на месторождении образовались несколько позже петцита и замещают его. Кроме того, обычны случаи присутствия в этой же ассоциации и гессита. Возможно, что гессит и золото являются продуктами преобразования петцита.

Гессит встречается наиболее часто среди тетраэдрита и реже среди пирита. Корродируется калаверитом. Иногда по периферии гессита выделяются каплевидные образования золота. Микротвердость гессита в среднем 59,9 *кг/мм*^{2} при нагрузке 10 *г*.

Золото присутствует в самородном виде и в форме теллуридов. Размеры выделений самородного золота колеблются от 0,005 до 0,07 *мм*. Преобладают включения размером в тысячные доли миллиметра. Золото в срастании с теллуридами размещается среди тетраэдрита (рис. 17 *б*) и реже кварца. Оно образовалось несколько позже петцита, гессита и калаверита, на что указывают микроскопические каймы и просечки золота в теллуридах. Наиболее широко распространены каплевидные формы золота. Постоянная приуроченность золота к теллуридам, тесные срастания их среди тетраэдрита, высокая пробность золота заставляют предположить, что часть самородного золота возникла в результате разложения теллуридов, но в данном случае не за счет окисления в условиях гипергенеза, как считает В. Линдгрен (1932). Однако это не исключает возможности выделения самородного золота непосредственно из ювенильных растворов в конце стадии, что подтверждается пересечением кварц-золото-рудными прожилками

пирита II и тетраэдрита (Королева и др., 1966), золото в которых значительно светлее, чем в теллуридах.

Сравнительный анализ распределения золота в минералах с данными пробирных анализов показал, что содержания золота в минералах находятся в прямой зависимости от частоты встречаемости срастаний его и теллуридов с минералами (рис. 18).

В следующую стадию отложилась кварц-доломит-галенитовая парагенетическая ассоциация, составляющая около 3% от общего объема руд. Галенит II ассоциирует с бурнонитом, халькопиритом и блеклой рудой.

Бурнонит замещает галенит II и блеклую руду (рис. 17 *в*). В галените установлено золото — 4,2 *г/т*, селен — 140 *г/т*, теллур — 1650 *г/т*, сурьма — 900 *г/т* и ртуть — 12 *г/т*.

Блеклая руда отличается от тетраэдрита I повышенным содержанием мышьяка, отсутствием индия, золота, селена и теллура (табл. 8). Находится обычно в срастании с галенитом II, халькопиритом II и не содержит включений теллуридов и золота. В блеклой руде, а иногда и халькопирите II установлены микроскопические колломорфные сферолиты пирита III (рис. 17 *г*).

В течение окисной стадии отлагался гидрогематит, замещающий скопления гематита, которые секутся микроскопическими прожилками халькопирита и пирита.

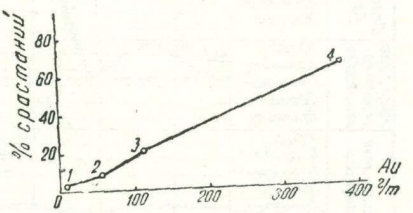


Рис. 18. Зависимость содержания золота в минералах от частоты встречаемости в срастании с теллуридами.

1—в галените, *2*—в кварце, *3*—в пирите II *4*—в тетраэдрите.

Сульфатно-карбонатная стадия (рис. 19) характеризуется формированием барит-анкеритовых жил и прожилков с незначительной вкрапленностью сульфидов. Эта парагенетическая ассоциация минералов приурочена в основном к флангам рудных тел. Форма выделения преимущественно прожилковая и жильная.

Таким образом, общий характер минерализации показывает, что месторождение формировалось на небольших глубинах и при невысоких температурах. Однако наличие граната и пироксена, а также интенсивная доломитизация заставляют предположить, что на отдельных участках месторождения температуры гидротермальных растворов превышали 300°.

Характерной геохимической особенностью руд, в частности продуктивной тетраэдрит-золото-теллуридовой ассоциации, являются высокие содержания теллура, висмута и золота, имеющие положительную корреляцию как между собой в минералах, так и с относительной их распространенностью (рис. 20). Примечательно, что в кварце I из ранней кварц-доломитовой ассоциации прямая зависимость между золотом и теллуром нарушается; содержания золота приближаются к нулю при относительно повышенных значениях теллура, висмута и серебра (рис. 20). Присутствие их среди кварца I обусловлено микровключениями тетрадимита и гессита.

В минералах из более поздних парагенетических ассоциаций (в пирите II и тетраэдрите) содержание золота находится в прямой зависимости от теллура, причем максимальные концентрации их приурочены к тетраэдриту, несмотря на незначительную распространенность его

по сравнению с пиритом II. Золотоносность пирита II в значительной мере обусловлена наложением на него тетраэдрита.

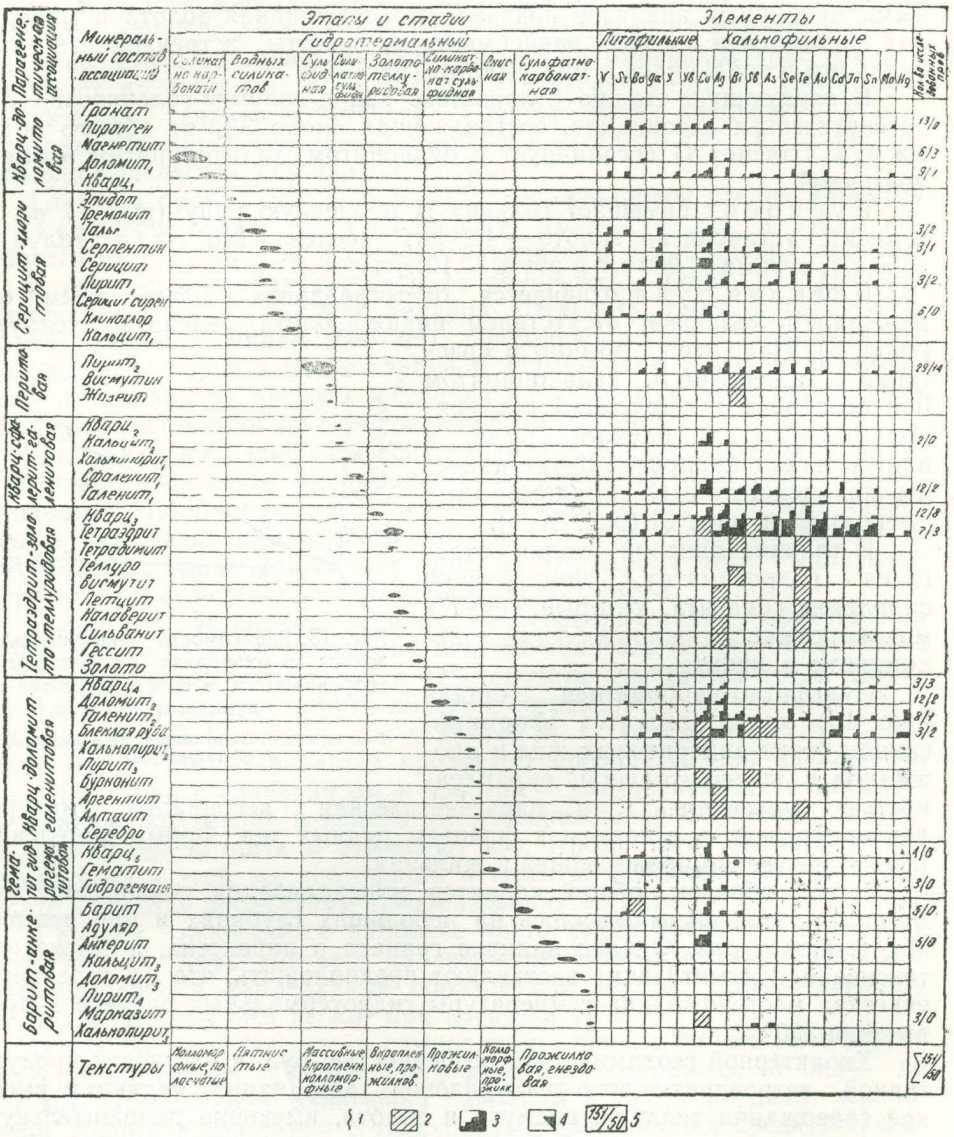


Рис. 19. Схема парагенетических взаимоотношений минералов и распределение в них элементов.

1—дробление в процессе минералообразования; *2*—собственный элемент минерала; *3*—размер по вертикали указывает на частоту встречаемости элемента в %. Высота квадрата принята за 100%. Размер по горизонтали указывает на концентрацию элементов: 0,001—0,006%, 0,01—0,06%; 0,1—0,6%; *4*—следы элемента в минерале; *5*—в числителе количество спектральных анализов, в знаменателе—количество химических анализов.

В противоположность тетраэдриту, во второй его генерации (блеклая руда) наблюдается зависимость только между парами элементов: висмутом и серебром, с одной стороны, золотом и теллуром — с другой (рис. 20). При этом содержания золота и теллура снижаются до нуля. В результате микроскопических наблюдений установлено, что в блек-

лой руде отсутствуют микровключения теллуридов. Проявления отрицательной корреляции между содержаниями золота и теллура в блеклой руде по сравнению с пиритом II и тетраэдритом свидетельствуют о том, что концентрация этих элементов в растворе к концу процесса резко снизилась.

Постоянная прямая зависимость содержания золота от содержания теллура указывает на то, что основная масса его выделялась в виде теллуридов. Кроме того, из рассмотрения поведения элементов

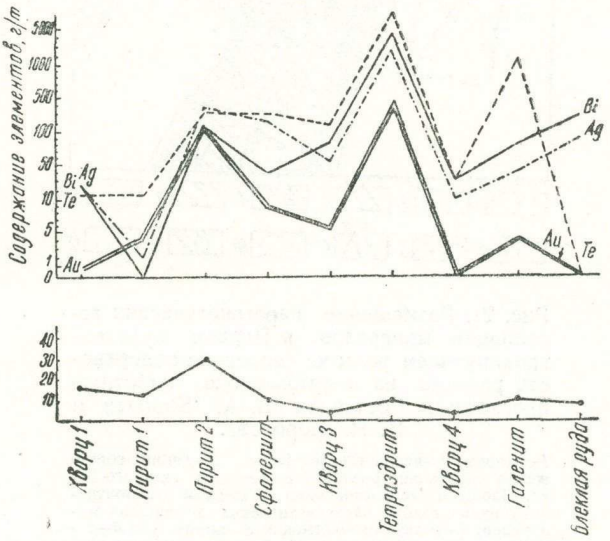


Рис. 20. Изменение содержаний золота, теллура, висмута и серебра в различных парагенетических ассоциациях минералов. Минералы по оси абсцисс расположены в возрастной последовательности. На нижнем графике показано объемное распространение минералов.

в рудных минералах вытекает, что основным концентратором золота, теллура, висмута, серебра, селена и индия является тетраэдрит (рис. 20). В минералах из ранних и более поздних комплексов содержания и концентрации этих элементов понижаются. Исключение составляет ртуть. Как видно на рис. 19, она тяготеет в основном к блеклой руде из кварц-доломито-галенитового комплекса. Наличие ее в галените объясняется прорастанием его блеклой рудой.

В размещении парагенетических ассоциаций минералов намечается зональность по простиранию и падению рудоконтролирующего разлома, выражающаяся в последовательной смене парагенетических минеральных ассоциаций (рис. 21). Вертикальная зональность проявлена в том, что с глубиной постепенно увеличивается количество галенита и сфалерита и существенно уменьшается количество пирита и тетраэдрита. Кроме того, меняется состав теллуридов: возрастает относительное значение алтаита и одновременно снижается петцита и калаверита. С глубиной резко сокращается также частота встречаемости самородного золота, но увеличивается содержание ртути в блеклой руде. Таким образом, в составе сульфидного рудного тела по падению

выделяются следующие зоны: кварц-лимонит-золоторудная, пирит-тетраэдрит-золото-теллуридовая и галенит-сфалеритовая (рис. 21). Наб-

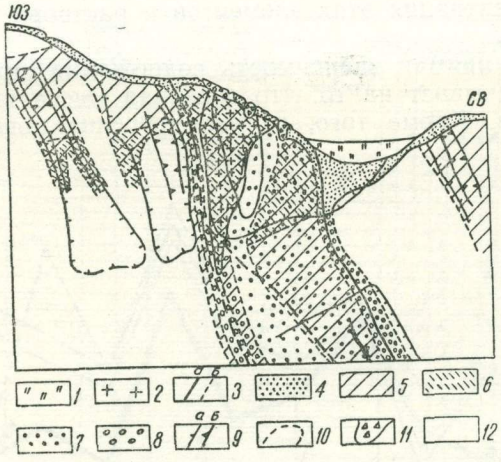


Рис. 21. Размещение парагенетических ассоциаций минералов в Первом рудоконтролирующем разломе (проекция поверхности разлома на вертикальную широтную плоскость). Составили В. А. Королев и Н. Н. Королева.

1—наносы; *2*—кварцевые порфиры, *3*—линии сопряжения оперяющих разломов со стороны висячего бока. Площади распространения в Первом рудоконтролирующем разломе парагенетических ассоциаций минералов: *4*—золото-лимонитовой; *5*—пиритовой; *6*—тетраэдрит-золото-теллуридовой; *7*—кварц-карбонат-сфалеритовой и кварц-доломит-галенитовой; *8*—гематит-гидрогематитовой; 9—изолинии содержаний золоторудной минерализации: рассеянной (а) и обогащенной (б); *10*—контуры распространения парагенетических ассоциаций минералов; *11*—древние выработки; *12*—вмещающие породы лежачего бока.

людаемая зональность в размещении парагенетических минеральных ассоциаций обусловлена сопряженностью процессов развития структур и минералообразования.

КВАРЦ-ПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ (ЭЛЕКТРУМ) ФОРМАЦИЯ

(Кызылалмасайское рудное поле)

УДК. 553. 412. 2

Типичными представителями данной формации являются жилы Кызылалмасайского рудного поля, расположенного в бассейне Кызылалмасая. На севере и юге оно ограничено Булакским и Гушсайским разломами, на западе и востоке — водоразделами Кызылалма-Акча и Карабау-Дукант.

Геологическое строение Кызылалмасайского рудного поля изучали О. П. Маджи, В. П. Разумный, С. Я. Сущенцева, Ю. П. Якимов, Ю. А. Разумный, О. В. Белоплотова, М. О. Сулейманов, П. Г. Курбалов и др. под руководством Г. И. Малматина и В. В. Мартынова.

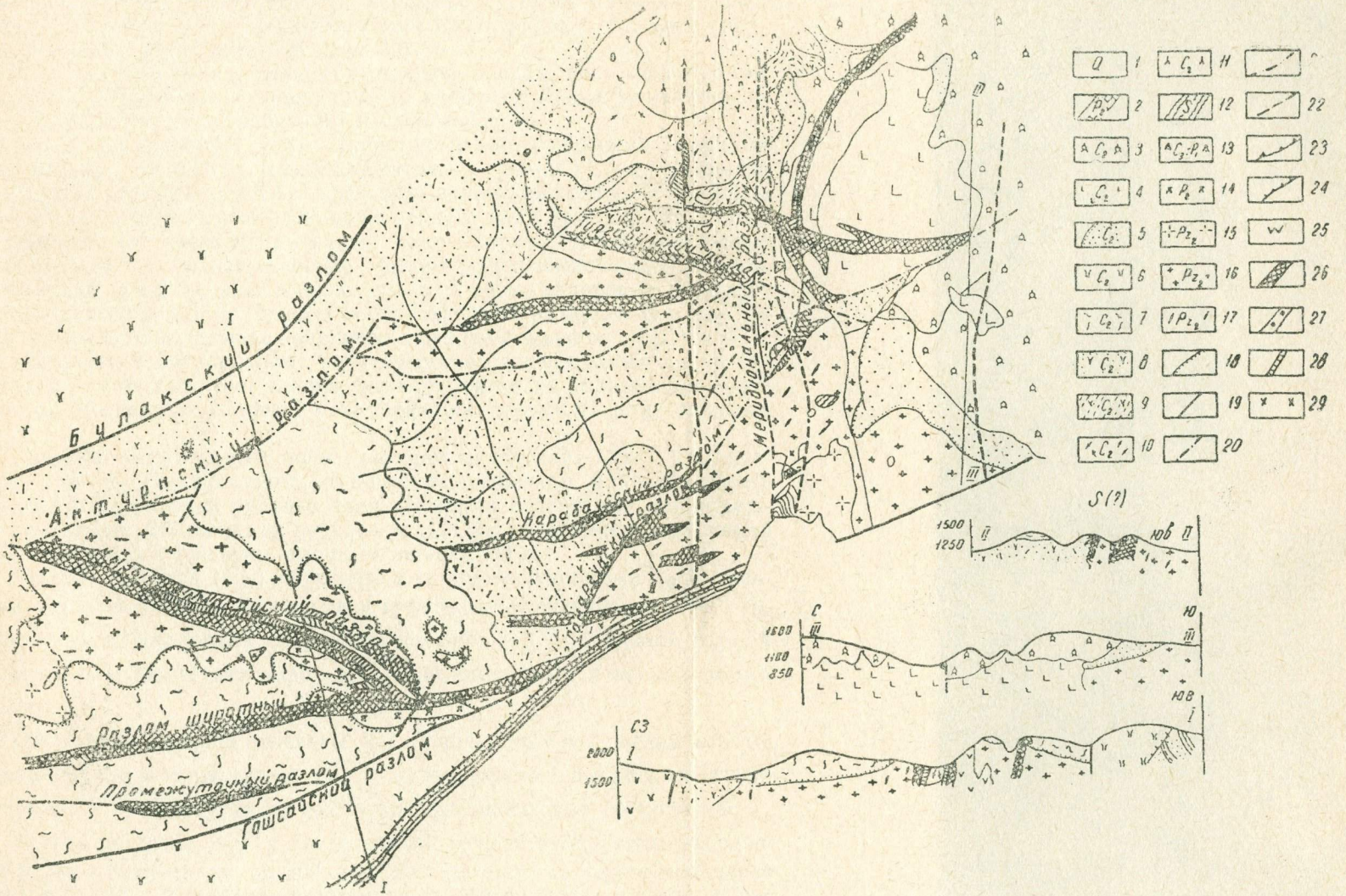


Рис. 22. Геолого-структурная схема Кызылалмасайского рудного поля. Составили О. В. Белоплотова, М. О. Сулейманов.

1—современные аллювиальные и делювиальные отложения, *2*—известняки и известковистые песчаники, *3*—андезит-дацитовые лавы, *4*—субвулканические дацитовые порфиры, *5*—вулканогенно-осадочные отложения, *6*—экструзивные биотитовые порфириты, *7*—игнимбриты, *8*—пирокластические туфы, *9*—экструзивные андезит-дацитовые порфиры, *10*—лавы кварцевого порфира, *11*—субвулканические дацит-андезитовые порфириты, *12*—метаморфические сланцы, *13*—сиенито-диоритовые порфириты, *14*—диоритовые порфириты, *15*—гранодиориты, *16*—граниты, *17*—микродиориты, *18*—дайковые пояса, *19*—перекрывание с угловым несогласием. Тектонические нарушения: *20*—I порядка, *21*—II порядка, *22*—III порядка, *23*—IV порядка, *24*—неустановленного порядка, *25*—альпийские надвиги, *26*—вторичные кварциты, *27*—зоны кварц-серицитового метасоматоза, *28*—зоны пропилитизации, *29*—кварц-халькопиритовые жилы.

Геология Кызылалмасайского рудного поля

УДК. 553. 411+553. 291

Описание геологического строения рудного поля основано на предварительных сведениях, полученных в процессе поисково-съемочных и ревизионных работ, и поэтому рассматривается нами как первый опыт в обобщении имеющегося материала.

Рудное поле приурочено к горстовому поднятию в пределах Шаваз-Дукентского синклинального прогиба (по В. А. Арапову). Оно сложено осадочно-вулканогенными породами среднего карбона, перми и нижнего триаса, досреднекарбоновыми гранитоидами и серией среднекарбоновых мелких интрузий (рис. 22).

В пределах рудного поля обнажаются породы трех структурных ярусов — докарбонового (гранитоиды), среднекарбоново-нижнетриасового (вулканогенные образования) и кайнозойского.

Нижний структурный ярус представлен интрузивными породами доакчинского возраста (предположительно S_2—D_1), на размытой поверхности которых залегают эффузивы акчинской свиты. Эти породы слагают примерно треть площади рудного поля (рис. 22, 23). Здесь выделяются (от древних к юным) микродиориты и порфировидные диориты, нечетко порфировидные биотит-роговообманковые граниты, аляскитовые граниты, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые порфировидные диориты. Кроме того, в зонах крупных разломов отмечаются пакеты серицит-хлоритовых кварцевых сланцев размером до 50×200 *м*. Эти сланцы рассматриваются некоторыми исследователями как блок-ксенолиты пород силура, однако более вероятно их образование в результате динамотермального метаморфизма гранитов или дайковых пород.

Средний структурный ярус слагают акчинский (C_2ак) и кызылнуринский (P_2—T_1) вулкано-плутонические комплексы. Акчинский представлен на территории рудного поля четырьмя подсвитами, покрывающими примерно 2/3 площади рудного поля. Общая мощность отложений этого комплекса в пределах площади около 1500 *м*.

Первая подсвита (C^1_2) образована крупнопорфировыми флюидальными и массивными порфиритами и туфами дацитового состава (C_2^{1-1}), ленточными кластолавами кварцевого порфира (C_2^{1-2}), мощной толщей кислых пирокластических пород (C_2^{1-3}),агломератами и лапиллиевыми туфами (C_2^{1-4}).

Образование второй подсвиты (C_2^{II}) началось с отложения конгломератов и излияния кластолав (C_2^{II-1}), завершилось выбросами игнимбритов (C_2^{II-2}) и внедрением экструзивных биотитовых порфиритов.

Третья подсвита (C_2^{III}) представлена толщей вулканогенно-осадочных пород (мощностью до 500 *м*). Она состоит из перемежающихся конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с небольшими прослоями лав и вулканических туфов и завершается внедрением субвулканических дацитовых порфиров, сиенит-диоритовых и диоритовых порфиритов.

Четвертая, верхняя, подсвита (C_2^{IV}) образована в результате многократных излияний пепельно-серых роговообманковых андезит-дацитовых лав. Мощность ее около 100 *м*.

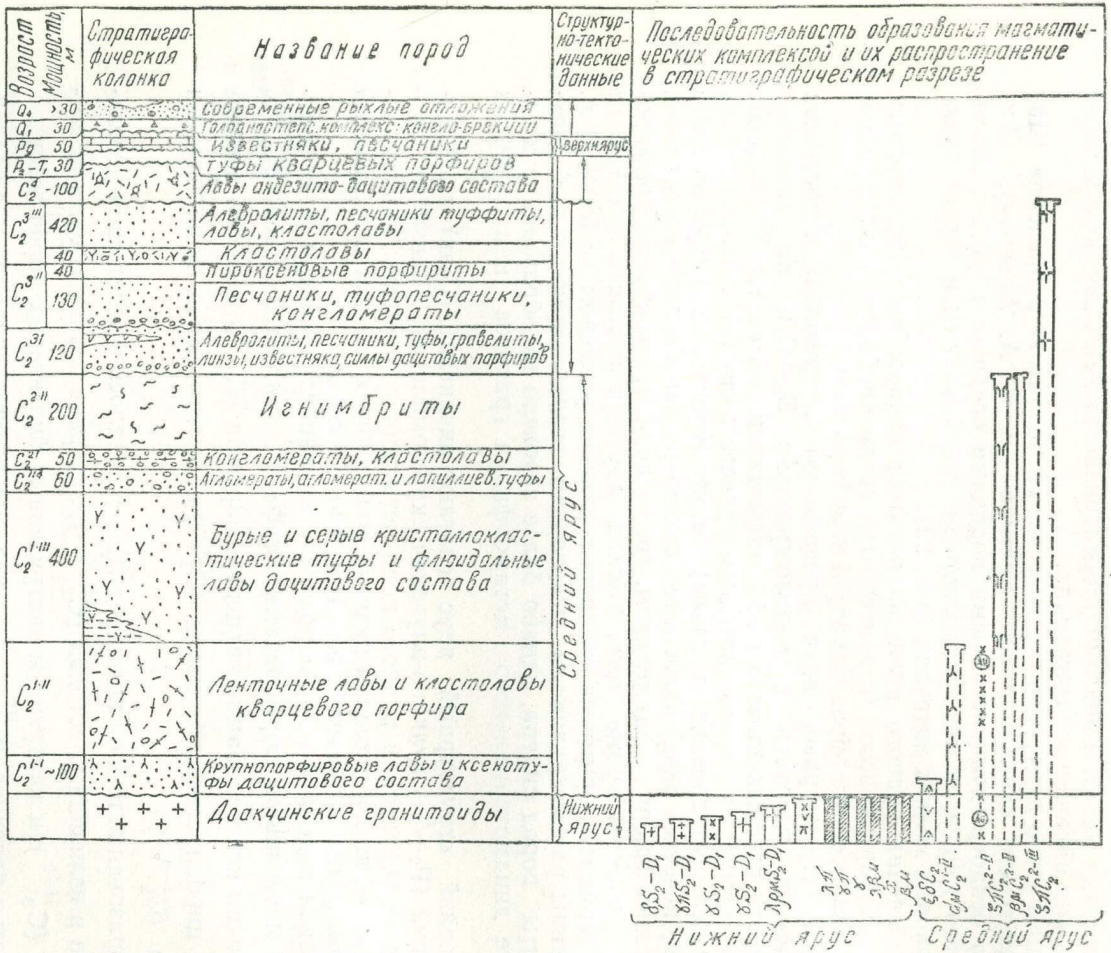


Рис. 23. Схема стратиграфии и последовательности образования магматических комплексов Кызылалмасайского рудного поля. Составили О. В. Белоплотова, М. О. Сулейманов.

Породы кызылнуринского вулкано-плутонического комплекса, туфы кварцевых порфиров развиты за пределами рудного поля, вдоль его восточной границы.

Отложения верхнего структурного яруса (палеоген) развиты к югу и юго-востоку от рудного поля.

Предположительно верхнесилурийские — нижнедевонские микродиориты образуют небольшой массив в верховьях р. Кызылалма и в виде небольших ксенолитов отмечены в Карабауском гранитоидном массиве. Усредненный состав их: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) — 30%, роговая обманка—55—60%, биотит—5%, кварц, карбонат, эпидот—5%.

Нечетко порфировидные розово-серые докарбоновые граниты слагают Кызылалмасайский, Карабауский и Калбандыкский массивы. Они прорывают микродиориты и сами прорываются аляскитовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и диоритами. Усредненный состав гранитов: калиевый полевой шпат — 45%, плагиоклаз — 20—25%, кварц — 25% и биотит — 5—7%.

Доакчинские аляскитовые граниты встречены внутри Карабауского и Калбандыкского массивов. Это розовые крупно- или мелкозернистые породы, содержащие до 40% кварца, 45% калишпата, около 10% плагиоклаза и примерно 5% биотита, почти нацело замещенного мусковитом.

Адамеллиты докарбонового возраста образуют небольшой шток в Калбандыкском массиве. Они состоят преимущественно из кварца (до 35—37%) и плагиоклаза (32—34%), калишпата и хлоритизированного биотита (до 15%). В акцессориях встречаются апатит и циркон.

Гранодиориты представлены двумя сходными по составу разновидностями — розовыми и серыми. Первые обнажаются на значительной площади к западу от Кызылалмасая и образуют мелкие штоки внутри Карабауского массива гранитов. Они содержат 30% калиевого шпата, 25% роговой обманки, 5% биотита, 25% плагиоклаза и 20% кварца. Серые гранодиориты слагают Джусалысайский шток (рис. 22).

Кварцевые порфировидные диориты являются продуктами контаминации гранитной магмы породами кровли (Салов, 1964). Они встречаются в виде мелких штоков и даек на всей площади развития гранитоидных массивов. Состоят примерно на 50% из плагиоклаза, на 25% из темноцветов, на 20% из кварца и на 5% из калишпата.

Интрузивные породы верхнепалеозойского вулкано-плутонического комплекса (средний структурный ярус) состоят из дацитовых и микрогранодиоритовых порфиров, распространенных на значительной площади в виде небольших, вытянутых штокообразных тел, тяготеющих обычно к зонам тектонических нарушений. Н. П. Васильковским (1952) подобные породы отнесены к верхнекарбоновому — нижнепермскому интрузивному комплексу. В этих породах установлено до 0,4 *г/т* золота.

Дайки на площади рудного поля образуют полукольцевой пояс вдоль крупных тектонических структур в Кызылалмасайском и Карабауском гранитных массивах. Они представлены гранит-порфирами, микрогранитами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, лампрофирами и диабазовыми порфиритами. Наиболее распространены дайки кварцевых диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров простого строения, небольшой протяженности (первые сотни метров), мощностью до 10—15 *м*. Самыми молодыми дайками являются широко распространенные диабазовые порфириты.

Как отмечалось выше, Кызылалмасайское рудное поле приурочено к центральному горстовому поднятию в Шаваз-Дукантском синклинальном прогибе. Образование поднятия связано с герцинским орогенезом,

который проявился в формировании Гушсайского и Булакского крупных разломов первого порядка СВ простирания, ограничивающих поднятие с юга и севера. В последующий этап развития дизъюнктивной тектоники возникли более мелкие разломы широтного и субширотного направлений, разделившие горст на ряд более мелких и узких опущенных и приподнятых блоков. К этим структурам II порядка относятся Промежуточный, Широтный, Карабауский разломы. Дифференциальные вертикальные перемещения блоков привели к образованию в гранитах пологих трещин отслоения с общим падением на север.

Дальнейшее развитие герцинской тектоники привело к формированию внутри горста замкнутых тектонических блоков путем расчленения их разломами СЗ и СВ направлений. Такими разломами являются Кызылалмасайский и Туячавульский и, возможно, разлом СВ направления на СВ рудного поля. Эти разломы отнесены нами к структурам III порядка.

Одновременно с относительно крупными дизъюнктивами создава-

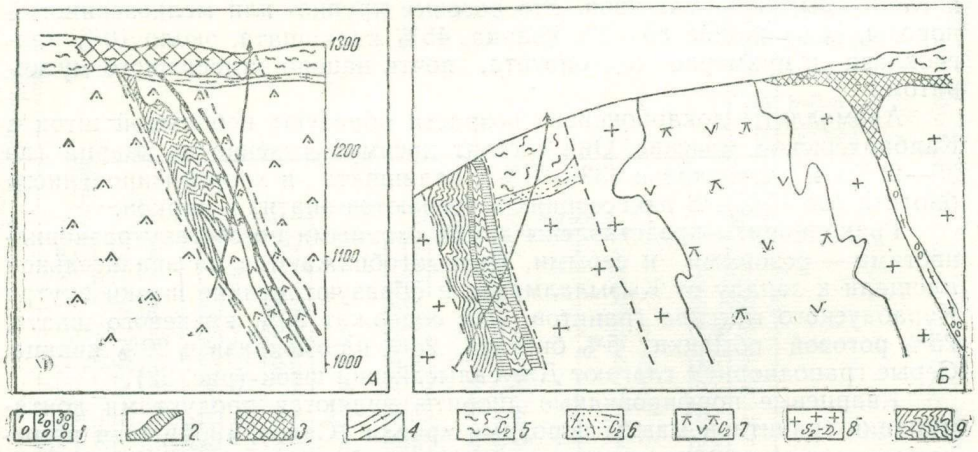


Рис. 24. Разрезы через Центральную часть Кызылалмасайского разлома. Составили Е. А. Зайцев, М. О. Сулейманов.

1—окварцевание: слабое (до 20%), интенсивное (до 50%), максимальное (80% и более); *2*—кварц-золоторудные жилы; *3*—кварц-серицит-каолинитовые вторичные кварциты; *4*—дайки кварцевого порфира; *5*—игнимбриты; *6*—кластолавы кварцевого порфира; *7*—сиенито-диоритовые порфириты; *8*—нечетко порфировидные граниты; *9*—серицит-хлоритовые сланцы.

лись более мелкие тектонические нарушения меридионального и субмеридионального направления, еще более усложнившие строение поднятия. Вдоль них локализуются экструзивные тела гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритовых порфиритов, дацитовых и кварцевых порфиров.

К альпийским структурам относится надвиг палеозоя на палеоген, проходящий вдоль южной границы рудного поля. Герцинские структуры в альпийское время обновлялись, о чем свидетельствуют сбросо-сдвиговые перемещения, устанавливаемые в поздних вулканогенных образованиях рудного поля, особенно вдоль меридиональных структур.

В пределах рудного поля, кроме Кызылалмасайского, установлены рудопроявления золота, размещающиеся в мелких тектонических структурах и представляющие собой зоны окварцевания и кварцевые жилы. Наиболее крупное из них рудопроявление Самарчук.

Благоприятными для рудоотложения являются породы нижнего структурного яруса, обладающие, по данным Ю. А. Аверина, высоким показателем хрупкости — пластичности. В пределах рудного поля

кварцево-золоторудные жилы перекрыты игнимбритами (C_2^{II-2} ак) на участках Орайлык и Загдан (рис. 24). Над погребенными жилами наблюдается осветленная зона, образовавшаяся в результате наложенных процессов. Для рудного поля характерны вторичные кварциты, развивающиеся по вулканогенным породам среднего яруса (C_2^{I-2} ак).

Изменения вмещающих эффузивов выражены пропилитизацией. Около жил наблюдается интенсивное окварцевание и серицитизация. Кызылалмасайское рудопроявление приурочено к одноименному разлому СЗ простирания, представляющему собой сложнопостроенную тектоническую зону мощностью 50—250 *м*, падающую под углами 45—65° на СВ и маркирующуюся полосой осветленных серицитизированных, окварцованных гранитов среднего карбона (рис. 23), а также серией даек кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, диабазовых порфиритов. Здесь же отмечаются плоские блоки серицит-хлоритовых сланцев, зажатые между тектоническими нарушениями и дайками и имеющие различные размеры.

Золоторудная минерализация установлена на всем протяжении Кызылалмасайского разлома. Наиболее перспективным является Центральный участок, жилы которого отличаются повышенными содержаниями золота. Эти тела служили объектом интенсивной разработки древних рудокопов, выработки которых установлены на глубине 120 *м* и более от поверхности.

В пределах Кызылалмасайского разлома формируются согласные кулисообразно расположенные рудные залежи. Они приурочены или к участкам изменения элементов залегания, или к областям сопряжения разломов и оперяющих нарушений. Протяженность этих тел—от первых десятков метров до сотен при сильном колебании их мощности. Установлена значительная протяженность рудных залежей на глубину, а также преобладающая приуроченность золотой минерализации к блокам серицит-хлоритовых сланцев.

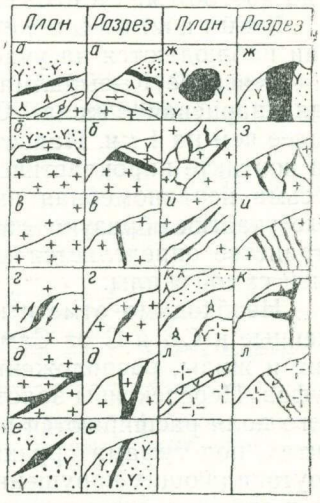


Рис. 25. Морфогенетич.ские типы рудных тел

Согласные: *а*—рудные залежи замещения; Секущие: *б*—рудные залежи, *в*—рудные жилы, *г*—рудные диски, *д*—рудные столбы, *е*—рудные линзы, *ж*—рудные столбы замещения; Сложные: *з*—лестничные жилы в зонах дробления, *и*—прожилковые тела в зонах рассланцевания, *к*—межформационные рудные залежи. Контактовые: *л*—контактовые линзы в полостях приоткрывания.

Для Кызылалмасайского рудного поля характерно многообразие форм рудных тел, обусловленное различными условиями их формирования. Все рудные тела, согласно схеме А. В. Королева (1953), разделены на 4 группы: согласные, секущие, сложные и контактовые.

Согласные тела представлены вторичными кварцитами, возникшими путем избирательного замещения горизонтов грубообломочных пирокластических андезито-дацитовых пород в процессе фумарольно-сольфатарной деятельности (рис. 25 *а*). Мощность их достигает 40—50 *м*, протяженность по простиранию — 400—500 *м*.

Секущие тела образованы рудными залежами (рис. 25 *б*) в пологих трещинах отслоения в гнейсированных гранитах. Сложены золоторудным кварцем. Мощность их колеблется от 2 до 15 *м*. Наиболее широко развиты в пределах рудного поля. Далее выделяются:

простые рудные жилы, локализующиеся в трещинах отрыва преимущественно в серицит-хлоритовых сланцах (рис. 25 *в*); рудные диски (рис. 25 *г*); рудные линзы и столбы (рис. 25 *е*), возникшие при косом приоткрывании трещин скалывания и в местах сопряжения трещин различного направления. В них локализуется основное золотое оруденение. Крутопадающие тела вторичных кварцитов (рис. 25 *ж*), появившиеся в результате метасоматоза вулканогенных пород в зонах разлома или внутри жерловин древних вулканов, содержат следы золота и до 40—50% алунита.

Сложные рудные тела представлены: межформационными залежами (рис. 25 *к*), которые возникают на пересечении разломов и горизонтов межформационных поверхностей вулканогенных пород в мощной (до 200 *м*) зоне дробления меридионального простирания; прожилковыми телами в зонах рассланцевания (рис. 25 *и*); лестничными жилами в зонах дробления (25 *з*), мощность которых колеблется от 1 до 20—30 *см*; густота насыщения прожилками 60—70%.

Контактовые тела представлены кварцево-рудными линзами. Они наблюдаются на участках искривления даек (рис. 25 *л*).

Севернее Кызылалмасайского рудопроявления размещается мощная кварцевая жила Самарчук. Она прослежена по простиранию более чем на 1 *км*. Падает на СЗ под углом 50—55°. Жила расположена на контакте пирокластических туфов и гранитов Pz_2. В ней обнаружена весьма неравномерная пирит-золоторудная минерализация. Обогащенные участки образуют столбообразные тела, положение которых в пространстве определяется как внутрирудной тектоникой, так и морфологией самой жилы.

Необходимо отметить, что другие рудопроявления золота, обнаруженные к СВ и С от Самарчука, представляют собой зоны окварцевания и жилы, расположенные, как правило, на контакте гранитоидов и туфов. Перспективы золотого оруденения в северо-восточной части рудного поля расширяются в связи с возможностью выявления здесь в гранитах, под туфами рудных тел, приуроченных к участкам сопряжения крутопадающих нарушений с ослабленной зоной контакта, пород нижнего и среднего структурных ярусов.

Возможно проявление на этом участке рудного поля поздних этапов постмагматической деятельности, с которыми связано образование трех широтных зон пропилитизированных туфов.

Минералогия золоторудных жил Кызылалмасайского рудного поля

УДК 553.411:549.905.3

Изучение минералогии золоторудных жил и гидротермальных зон изменения этого рудного поля только начато. Приводимая ниже таблица их минерального состава имеет предварительный характер (табл. 9).

Кварц составляет свыше 90% от общего объема жил. Представлен двумя генерациями.

Кварц 1 халцедоновидный, тонкозернистый, с роговиковой структурой. Слагает пологие и крутопадающие мощные зоны окварцевания, в которых составляет 90% от общей массы породы. Кварц II слагает крутопадающие кварцевые жилы. Образует крупные шестоватой формы кристаллы. Подавляющая масса микроскопически видимых золотин тяготеет к этому кварцу. Пробирным анализом в нем установлено от следов до 3,5 *г/т* золота. Довольно часто ассоциирует с баритом и кальцитом.

Кальцит — второй по распространенности минерал кварц-золоторудных тел. Предположительно выделено 2 кальцита, отличающихся по физическим свойствам и золотоносности. Ранний кальцит белый, полупрозрачный, таблитчатый, со следами золота; поздний — грязно-серый, серовато-зеленый, золота не содержит.

Барит образует белые таблитчатой и дощатой формы кристаллы размером до 1—2 *см*. В нем установлено золото — от следов до 115 *г/т*.

Пирит — основной сульфид жил. Образует убогую, равномерно распределенную вкрапленность. Пирит зон изменения не золотоносен. Лишь в одной пробе из 14 установлено 13 *г/т* золота.

Халькопирит — второй по распространенности сульфидный минерал. Образует довольно густую вкрапленность в кварц-барит-сульфидных и кварц-халькопиритовых жилах, реже слагает тонкие жилы лестничного типа. Пробирным анализом в халькопиритах установлено от 0 до 5 *г/т* золота. Спектральным анализом в халькопиритах обнаружен Bi — от 0,0n до 0,n%. Помимо Au, Bi, Cd, во всех основных минералах, характеризующих послемагматический процесс, обнаружены Cu, Pb, Zn, Ag, Ba, Ti.

Золото. Микроскопически видимые золотины установлены в кварце (рис. 26), пирите, халькопирите, кальците и барите.

Таблица 9

Основные минералы зон изменения и рудных жил Кызылалмасайского рудного поля (по Р. П. Бадаловой)

Распространенность минералов	Минералы зон изменения	Минералы жил		
		пирит-кварц-золоторудных	барит-кальцит-кварцевых с сульфидами и блеклой рудой	кварц-халькопиритовых
Ведущие	Кварц, серицит, альбит, каолинит, кальцит, хлорит, пирит	Кварц, пирит, золото (электрум)	Кварц, кальцит, галенит, теннантит	Кварц, халькопирит, пирит
Второстепенные	Актинолит, эпидот, ортоклаз	Кальцит, барит	Халькопирит	Гематит, анкерит
Редкие	Алунит, диаспор, золото	Халькопирит, галенит, теннантит	Сфалерит, золото	Висмутин, золото

Для рудного поля характерны две золотоносные парагенетические ассоциации: кварц-пиритовая (промышленное золото рудного поля) и кварц-барит-сульфидная (распространена значительно меньше). Предполагается наличие кварц-халькопиритовой ассоциации, масштабы проявления и особенности которой пока не изучены.

Микроскопически видимое золото по классам распределяется следующим образом (измерено 1234 золотины): золотины I класса (от 0,2 *мм* и выше) — 6%; золотины II класса (от 0,05 до 0,2 *мм*) — 66% и золотины III класса (менее 0,05 *мм*) — 28%.

Формы золотин уплотненные, удлиненные, комковатые, дендритовидные и амебовидные, поверхность неровная, бугорчато-ямчатая. Цвет золота желтый, светло-желтый, зеленовато-желтый и серебристо-желтый. Пробность золота (13 проб), отобранного на поверхности, состав-

ляет 523—820, а из штольневого горизонта (1 проба) — 760. Спектральным анализом в золотинах установлены Cu, Pb, Al, Mg, Ti.

Следы золота обнаружены в силурийских сланцах и породах из группы сиенито-диоритов.

Наиболее изученными являются текстуры и структуры жильных и прожилково-вкрапленных рудных тел.

Для кварц-золоторудных жил выполнения характерны массивная, брекчиевая и вкрапленная текстуры и текстура пересечения с вкрапленностью золота. Жилам замещения присущи массивные и колломорфные сложения с реликтами первичной структуры породы.

Прожилково-вкрапленные руды характерны для зон метасоматоза, окаймляющих кварцевые жилы. Они содержат до 10—12% пирита, образующего в породе густую вкрапленность и прожилки мощностью 1—2 *мм*. Этот тип руд распространен незначительно.

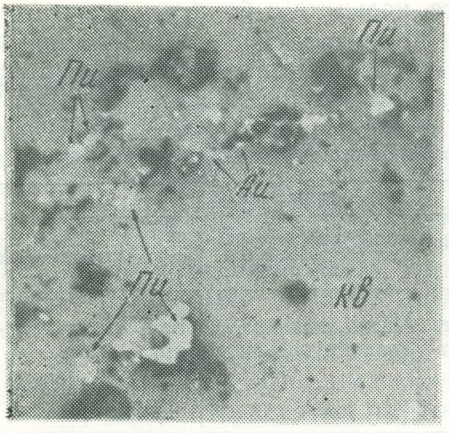


Рис. 26. Золото в кварцевой жиле. Увел. в 135 раз. Гидроокислы железа — черные, кварц (кв) — серый; золото — Au, пирит — Пи.

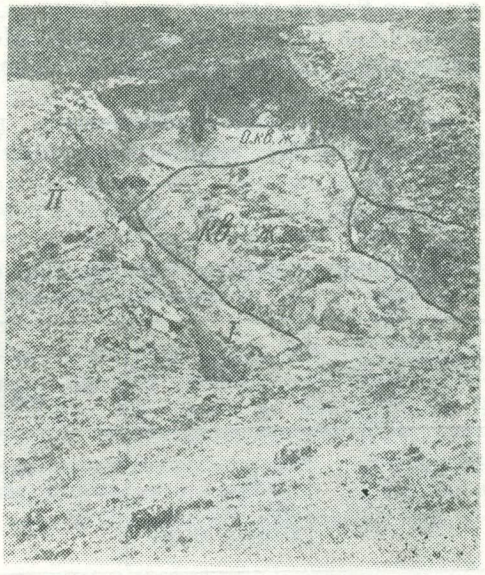


Рис. 27. Перекрывание игнимбритовым покровом (верхние горизонты акчинской свиты — C_2) кварцевой жилы на участке Орайлык, Кызылалмасай.

I—диоритовые порфириты, *II*—игнимбриты (C_2). Фото Х. Н. Баймухамедова. Кв. ж.—кварцевая жила, О. кв. ж.—обломок кварцевой жилы в перекрывающих игнимбритах.

Для ранних жил халцедоновидного кварца характерна масссивная текстура с редкой равномерно распределенной вкрапленностью пирита, для поздних — массивная, шестоватая и кокардовая текстуры кварца и вкрапленная — пирита. Широко развиты текстуры пересечения.

Все описанные выше кварцево-рудные жилы и тела образовались в диапазоне сравнительно низких температур гидротермального процесса. Предшествующие рудообразованию изменения вмещающих пород выражены площадной пропилитизацией эффузивных толщ и гидротермальными окварцеванием и серицитизацией вулканогенных и интрузивных пород. Выделяются три возрастные генерации жил — кварцево-золоторудная, барито-кальцито-кварцевая и кварцево-халькопиритовая. Последние две группы жил содержат незначительные количества сульфидов.

Все золото-кварцевые жилы размещаются в нижней части акчинской свиты (C_2^{1-2}) и гранитоидах, за исключением рудопроявления Левобережное. Они залегают под полями развития вторичных кварцитов — продуктов гидротермально-сольфатарной деятельности. Постепенные переходы этих кварцитов в золото-кварцевые убогосульфидные жилы свидетельствуют о их родственности и субвулканическом генезисе. Если принять за древнюю поверхность поля вторичных кварцитов, то глубина формирования верхних частей золоторудных жил была не более 500 *м*, а незначительная мощность эрозионного среза (первые сотни метров) указывает в основном на выходы верхних частей золоторудных жил, т. е. на перспективы развития жил на глубину как по мощности, так и по содержанию.

Верхняя возрастная граница золоторудных жил, за исключением рудопроявления Левобережное, определяется по перекрыванию золоторудных жил среднекарбоновым (C_2^{II-2}) игнимбритовым покровом (рис. 27). Зараженность золотом неизмененных пород из группы сиенито-диоритов, тесная пространственная связь жил и даек позволяют предположить геологическую синхронность рудообразования с внедрением экструзивных, субвулканических и гипабиссальных пород этой группы и отнести золоторудные жилы к приповерхностным субвулканическим образованиям среднекарбонового возраста.

АДУЛЯР-КАРБОНАТНО-КВАРЦЕВО-ЗОЛОТОРУДНАЯ (ЭЛЕКТРУМ) ФОРМАЦИЯ
(Чадакское рудное поле)

УДК 553.412.2

Геология Чадакского рудного поля

УДК 553.412.2+553.291

Геология рудного поля характеризуется развитием адуляр-карбонатно-кварцевых жил с гематитом и незначительным количеством рудных минералов, главным образом пирита, и пылевидного самородного золота. Эта формация проявляется в пределах Чадакского рудного поля, расположенного на южном склоне восточной оконечности Кураминского хребта. Геология этого поля описана Ю. А. Авериным, минералогия и геохимия — М. И. Моисеевой.

Оно систематически изучается с 1951 г. В 1952 г. в одной из жил в восточной его части Л. Г. Луниной было открыто золото. Дальнейшие геологоразведочные работы производились коллективом геологов под руководством Ю. С. Потапова (1954), Ю. А. Авериным и Ф. С. Байбековым (1955—1957), В. В. Мартыновым и В. И. Александровым (1958—1964); геологосъемочные — Л. Г. Луниной, Д. П. Ляшкевич и Н. И. Соловьевым (1951—1962); минералого-геохимические — М. И. Моисеевой, А. П. Асановой, Р. И. Черновой и Д. А. Сахор (1956—1960 г.), геолого-структурные — группой Ю. А. Аверина (1958—1964), металлогенические и петрологические — сотрудниками АН УзССР под руководством Х. М. Абдуллаева (1953—1958) и ИГЕМ АН СССР (И. Е. Сморчков и Б. И. Омельяненко, 1960 г.) и др.

Площадь района, прилегающая к Чадакскому рудному полю, сложена верхнепалеозойскими эффузивно-осадочными толщами, расчлененными по литолого-петрографическим признакам и местным несогласиям на 6 свит, и прорывающими их гранитоидными интрузивами. Из-под верхнепалеозойских пород участками обнажаются среднепалеозойские известняки и вулканогенные породы.

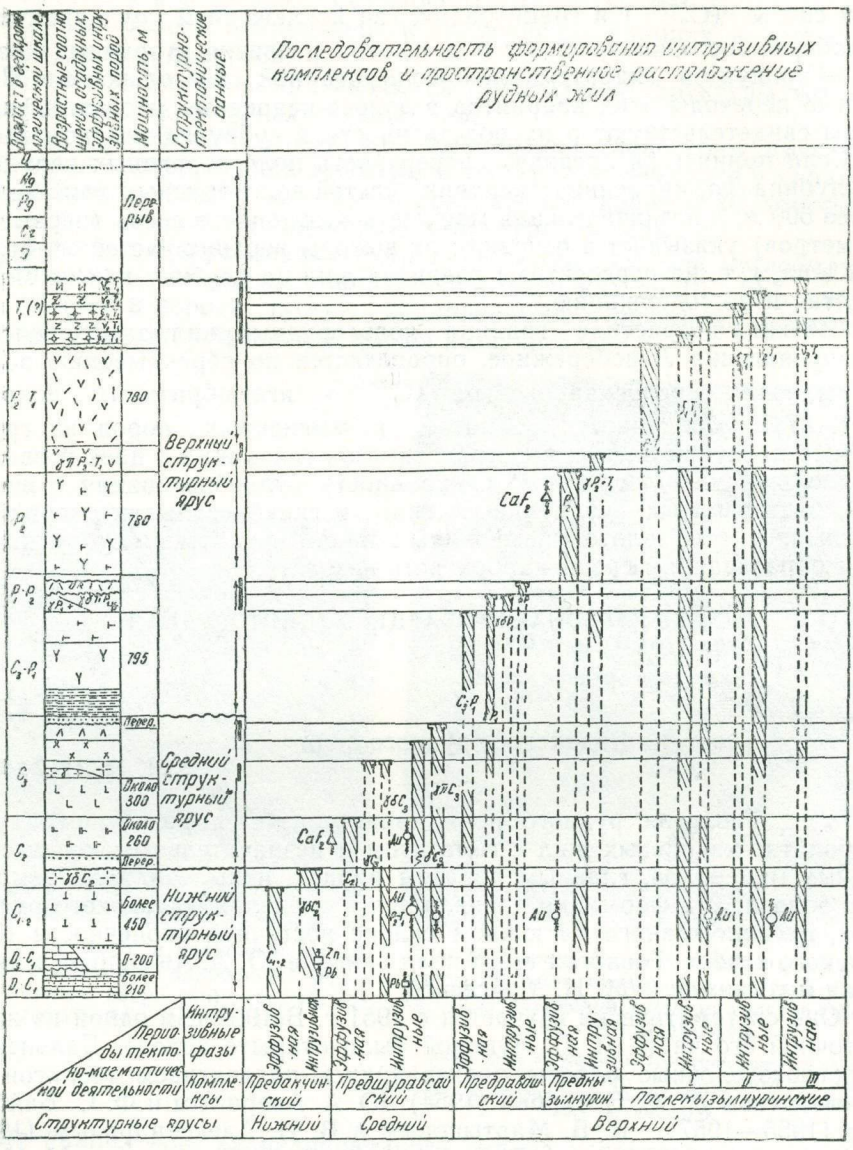


Рис. 28. Схема геологического развития Чадакского рудного поля (по Ю. А. Аверину).

P_2—T_1—кызылнуринские липаритовые и кварцевые порфиры; P_2—равашские андезито-дацитовые порфиры; C_3—P_1—шурабсайские андезитовые порфириты и их туфы, лавобрекчии и туфы кислого состава и песчаники, туфопесчаники и туфоконгломераты; C_3—оясайские лаво-и туфобрекчии фельзит-порфиров; C_2—акчинские рогово обманковые и плагиоклазовые порфириты и их туфы; C_{1-2}—*минбулакские андезитовые и андезито-дацитовые порфириты* и их туфы; D_2—C_1—массивные известняки; D_1—C_1—*среднепалеозойские* туфы, туфопесчаники и ленточные известняки. Дайки: предкызылнуринских—ν_3T_1 габбро-диабазов, ν_2T_1—диабазовых порфиритов II, ε_2T_1—*гранит-порфиров*, ν_1T_1—диабазовых порфиритов I, ξ_1T_1—альбитофиров; предкызылнуринских—γP_2—T_1 кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Интрузивы: *предраващские*—δP габбро и диоритов, γP_1 гранит-порфиров и $\gamma\delta_1P_1$ гранодиорит-порфиров; предшурабсайские—$\gamma\pi C_3$ кварцевые порфиры, $\xi\delta C_3$ диорит-порфиры куюндинские, γC_3 граниты и $\gamma\delta C_3$ гранодиориты кызылсайские; предакчинские—$\gamma\delta C_2$ гранодиориты карамазарские. Рудопроявления: Au—золота, Pb—свинца, Zh—цинка, CaF_2—*флюорита*. Вертикальные стрелки—общая направленность колебательных движений. Вертикальные жирные линии—время обновления глубинных разломов. *Волнистые линии*—стратиграфические несогласия. Точечные линии—перерыв в осадконакоплении. Зубчатые линии—неустановленные верхние возрастные границы.

Схема стратиграфии, магматизма и положение рудной минерализации в пространстве показаны на рис. 28.

В результате герцинского тектоногенеза, для которого установлено более 7 фаз, эффузивно-осадочная толща была смята в пологие антиклинальные складки север-северо-западного направления, одна из которых — Чадакская антиклиналь — прослеживается в центральной части площади. В ядре ее развиты интрузивные породы, в крыльях — эффузивные.

Разломы северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направлений разделяют площадь на блоки. Дайковый пояс северо-восточного направления фиксирует положение скрытого глубинного разлома в фундаменте.

Чадакское рудное поле охватывает площадь части тектонического блока, заключенного между Кумбельским и Кенкольским разломами, в пределах которой отмечаются рудопроявления золота, характеризующиеся следующими общими чертами геологического строения:

1) нахождением в ядре и на западном крыле Чадакской антиклинали;

2) преимущественной локализацией в массивных порфиритах андезитового состава минбулакской и акчинской свит и в кварцевых порфирах предшурабсайского и предкызылнуринского интрузивных комплексов в небольшом удалении от контакта или в эндоконтакте куюндинских гранитоидов;

3) приуроченностью к ограниченным по размерам участкам субмеридиональных жил, пространственно тяготеющих к узкой полосе субширотного направления, совпадающей с положением скрытого глубинного разлома;

4) широким распространением кварцево-адуляровой, кварцево-гематитовой и кварцево-анкеритовой минерализаций и преобладанием очень тонкого, порой дисперсного, свободного низкопробного золота (электрума) в жилах.

Скрытый глубинный разлом под западным крылом Чадакской антиклинали и контакт минбулакских и акчинских эффузивов с куюндинскими гранитоидами определяют геологическую позицию рудного поля.

На площади Чадакского рудного поля установлены фрагменты всех выделенных вулканогенно-осадочных свит и прорывающие их интрузивные комплексы. Первые распространены преимущественно в западной части площади рудного поля, вторые — в восточной (рис. 29). По наличию резких угловых и азимутальных несогласий, различию в метаморфизме пород слоистые толщи разделяются на три структурных яруса: нижний — включающий нерасчлененный средний палеозой ($Д_1$—$С_1$) и перекрывающие его эффузивы минбулакской свиты ($С_1$—$_2$); средний — сложенный акчинской ($С_2$) и фрагментами оясайской ($С_3$) свит, и верхний — образованный вулканогенно-осадочными отложениями шурабсайской ($Р_1$) и отдельными горизонтами равашской ($Р_2$) и кызылнуринской ($Р_2$—$Т_1$) эффузивных свит.

Отложения нижнего структурного яруса наиболее широко представлены в центральной части площади рудного поля.

Нерасчлененный средний палеозой подстилает вулканогенные отложения карбона. Обнажается только на наиболее глубоко эродированных площадях. Представлен ритмично переслаивающейся толщей туфоконгломератов, туфопесчаников, аргиллитов, тонкослоистых глинистых известняков и кислых эффузивов. А. С. Аделунг (1940) относит их к нижнедевонским, Л. Г. Лунина — к нижнекарбоновым.

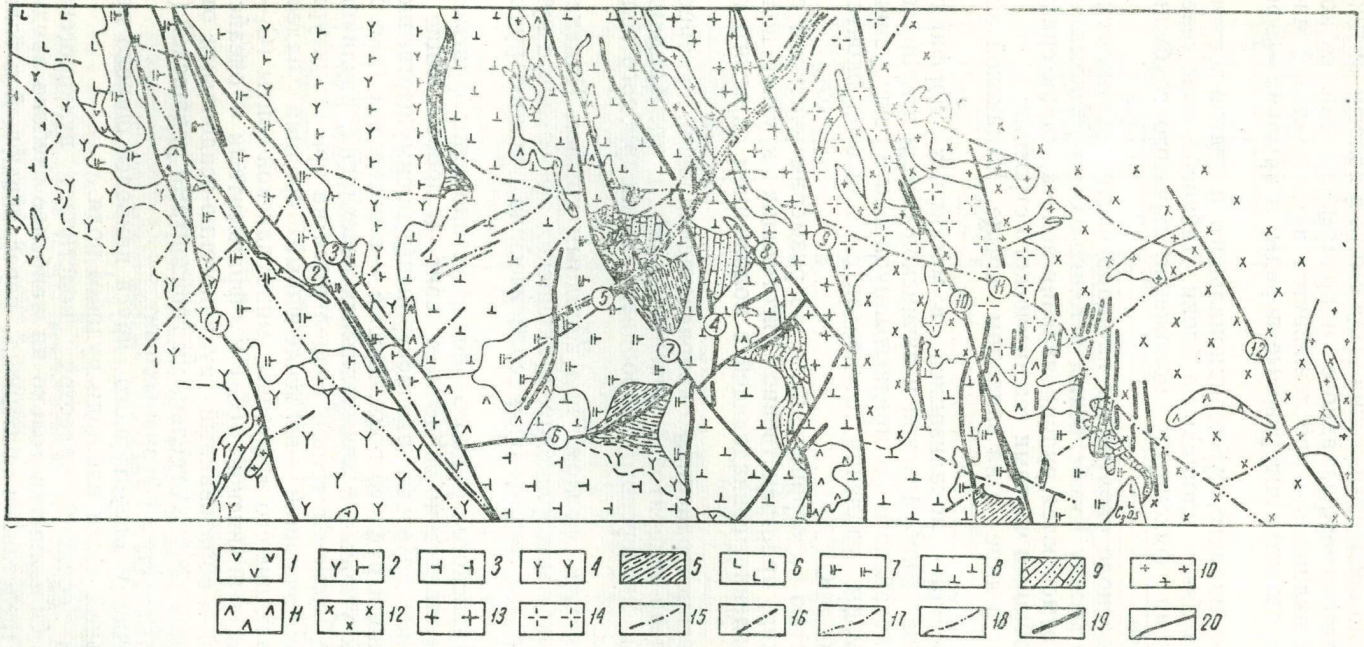


Рис. 29. Схема геологического строения Чадакского рудного поля (по материалам Н. И. Соловьева).

1—кварцевые порфиры, кызылнуринские; *2*—андезито-дацитовые порфиры, *3*—плагиоклазовые порфириты и их туфы, верхнешурабсайские; *4*—туфы и лавобрекчии кислого состава, тонкослоистые с прослоями песчаников и аргиллитов, среднешурабсайские; *5*—туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты нижнешурабсайские; *6*—мелкообломочные лаво- и туфобрекчии фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, оясайские; *7*—мелкопорфиритовые роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, их туфы и лавобрекчии, акчинские; *8*—роговообманковые порфириты темно-серые, андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и их туфы, минбулакские; *9*—часто переслаивающиеся андезито-дацитовые туфы, туфопесчаники, ленточные известняки и известково кремнистые сланцы, среднепалеозойские; *10*—розовые граниты и их гранит-порфиры мелко- и среднекристаллические, предравашские; *11*—кварцевые порфиры дошурабсайские; *12*—диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры и перекристаллизованные эффузивы (куюндинского типа); *13*—биотитовые и аляскитовые граниты и порфировидные гранодиорит-порфиры кызылсайского типа; *14*—гранодиориты карамазарского типа. Дайки: *15*—альбитофиров, *16*—граннт-порфиров, *17*-граносиенит-порфиров и сиенит-порфиров, *18*—диабазовых порфиритов и габбро-диабазов; *19*—кварцевые жилы; *20*— тектонические нарушения и их номера.

Минбулакская свита сложена андезитовыми порфиритами и их туфами, слагающими массивные толщи без признаков слоистости. В центральной части площади, в зоне скрытого глубинного разлома, отмечаются небольшие некки андезитовых порфиритов овальной формы.

Породы среднего структурного яруса распространены в западной и юго-восточной частях площади рудного поля.

Акчинская свита наиболее полно представлена в западной части, в зоне Джулайсайского разлома, на других участках встречаются отдельные горизонты ее. Для этой свиты характерны роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, среди которых устанавливаются дайко- и неккообразные тела их экструзивных аналогов, отличающихся большей раскристаллизацией.

Оясайская свита в основном эродирована. На северо-западном и юго-восточном флангах рудного поля отмечаются кольцеобразные дайки и маломощные покровы фельзитовых порфиров.

Эффузивно-осадочные отложения верхнего структурного яруса обнажаются в западной и южной частях рудного поля и на вершинах водоразделов в центральной части.

Шурабсайская свита с базальными конгломератами в основании перекрывает отложения нижнего структурного яруса в центральной части площади и среднего — на периферии. Разделяется на три подсвиты. Нижняя — вулканогенно-осадочная — заключает горизонты песчаников и алевролитов с остатками флоры C_3—P_1 и туфы андезитового состава; средняя — вулканогенная — представлена горизонтами лавобрекчий и туфов андезитово-дацитового состава и верхняя сложена массивными андезитовыми порфиритами. В зоне Джулайсайского разлома встречаются некки этих порфиритов овальной формы, прорывающие среднюю подсвиту.

Равашская свита представлена андезитово-дацитовыми порфиритами, которые в западной части площади перекрывают порфириты шурабсайской свиты, а в северо-западной слагают крупный некк, имеющий форму вытянутого овала.

Кызылнуринская свита не образует единого покрова. Слагающие ее кварцевые и липаритовые порфиры прослеживаются на наиболее возвышенных участках к северо-западу от рудного поля и образуют несколько дайкообразных тел на его площади.

Таким образом, в формировании вулканогенных толщ рудного поля отчетливо намечается два цикла, каждый из которых начинался выбросами и излияниями лав андезитового состава (минбулакская и шурабсайская свиты) и завершался излияниями лав кислого состава (оясайская и кызылнуринская свиты). Эффузивы акчинской и равашской свит на площади имеют промежуточный андезитово-дацитовый состав.

Интрузивные породы района, прорывающие вулканогенно-осадочные толщи, по Н. П. Васильковскому (1952), объединяются в пять интрузивных комплексов:

	Площадь, км²	*% от площади района*
Предакчинский	15,94	9,65
Предшурабсайский	40,04	24,2
Предравашский	8,44	5,1
Предкызылнуринский	около 2,00	1,2
Послекызылнуринский	около 1,0	0,6
Всего интрузивных пород	64,42	40,95

Наиболее древний предакчинский интрузивный комплекс (C_2) представлен гранодиоритами карамазарского типа, которые прослеживаются в северо-восточной части площади и составляют незначительный фрагмент крупного батолита.

Гранодиориты прорывают минбулакскую эффузивную свиту и в соседних районах перекрываются акчинской.

Предшурабсайский интрузивный комплекс (C_3) включает кызылсайские порфировидные гранодиориты и адамеллиты, слагающие штоко- и дайкообразные тела, внедрившиеся вдоль западного контакта карамазарских гранодиоритов, и крупные массивы куюндинских гранодиорит-порфиров и эффузивы, перекристаллизованные в сиенито-диорит-порфиры, сиенит-порфиры и гранодиорит-порфиры, обрамляющие карамазарские гранодиориты с юга. Возрастные взаимоотношения гранодиоритов обоих типов на площади рудного поля не установлены.

Они прорваны дайками и штоками кварцевых порфиров дошурабсайского возраста, которые внедрились вдоль наиболее древних разломов северо-западного и субмеридионального направлений.

Предравашский интрузивный комплекс (P_1) выделен по единичным мелким штокам габбро и габбро-диоритов в разломах в северной и восточной частях площади, а также по дайкообразным телам гранит-порфиров гушсайского типа, для которых характерны крупные кристаллы олигоклаза.

Предкызылнуринский интрузивный комплекс (P_2) на примыкающих к рудному полю площадях представлен аляскитовыми гранитами.

Послекызылнуринский интрузивный комплекс (T_1?) объединяет три возрастные группы даек, в каждой из которых первыми внедрялись кислые дайки, затем — основные.

Верхняя возрастная граница даек не установлена.

Дайки первой послекызылнуринской фазы образуют несколько параллельных поясов северо-восточного направления, из которых центральный имеет ширину свыше 300 *м*, остальные меньшую. Эти пояса фиксируют скрытый глубинный разлом. Последовательность внедрения даек: лампрофиры (?), гранит-порфиры — гранофиры и сиенит-порфиры — диабазы I. Установлены сложные дайки, описанные Х. М. Абдуллаевым (1955).

Дайки второй послекызылнуринской фазы менее многочисленны. Они внедрялись по разломам северо-западного направления, первыми — сиенит-порфиры с флюидальной текстурой, затем — диабазовые порфириты II.

Дайки третьей послекызылнуринской фазы размещаются в разломах субмеридионального направления и представлены единичными дайками диабазовых порфиритов III.

В соответствии со схемой герцинского магматизма, разработанной для Чаткало-Кураминской зоны Х. М. Абдуллаевым и Ф. Ш. Раджабовым (1958), предакчинский и предшурабсайский интрузивные комплексы соответствуют батолитовому этапу, предравашский и предкызылнуринский — этапу малых порфировых интрузий и послекызылнуринский — дайковому этапу. Так же как при формировании эффузивных толщ, каждый этап магматизма начинается с внедрения более основных пород (карамазарские гранодиориты в батолитовом этапе, габбро и габбродиориты в этапе малых интрузий) и завершается кислыми интрузиями батолитового этапа (предшурабсайские кварцевые порфиры) и аляскитовыми гранитами этапа малых интрузий.

Скарновая и кварцево-золоторудная жильная минерализации раз-

мещаются преимущественно в субмеридиональных разломах. Возрастные соотношения ее с дайками изучались Ю. А. Авериным (1960).

Установлено, что меридиональная скарново-карбонатная жила при пересечении дайки гранит-порфира северо-восточного простирания изменяет состав на гранат-эпидотовый с ортоклазом. Мощность жилы при этом существенно не изменяется.

Возрастные соотношения порфиритовых даек с минеральными жилами более сложные. Их изучение затрудняется совмещением скарновой и кварцево-золоторудной минерализаций.

Детальное всестороннее рассмотрение более 30 участков с пересечениями даек и минеральных жил позволяет сделать следующие выводы.

1. На площади преобладают ложные пересечения жил дайками, что обусловлено малыми амплитудами предрудных смещений. В тех случаях, когда амплитуда смещений по разломам достаточно большая, отмечаются четкие смещения даек I и II фаз жилами (восточная часть рудного поля).

2 В дайках диабазовых порфиритов I отмечаются маломощные скарновые прожилки на участках, где они пересекаются с жилами: в дайках диабазовых порфиритов II — кварцево-флюоритовые, кварцево-ортоклазовые прожилки и скарновые оторочки; в дайках диабазовых порфиритов III — только кварцево-карбонатные прожилки с микроскопической вкрапленностью электрума, халькопирита и пирита. Контакты даек диабазовых порфиритов I и II с жилами на участках, где сопровождающая их глинка трения отсутствует, корродированы. Отмечается замещение породообразующих плагиоклазов скарновыми минералами, главным образом гранатом. Контакты даек диабазовых порфиритов III с жильной массой обычно инъекционные (в шлифах наблюдаются многочисленные микроапофизы порфирита в кварце).

3. Вдоль «секущих» даек всех направлений в рудных жилах отмечаются четко выраженные золоторудные столбы, указывающие на явления экранирования.

Изложенное показывает, что дайки диабазовых порфиритов I и II имеют доскарновый возраст, а диабазовых порфиритов III — послескарновый, но дозолоторудный.

Послерудные дайки на площади данного рудного поля не выявлены, хотя их присутствие предполагается.

Структура рудного поля сформировалась в течение герцинского тектогенеза. По разновозрастным магматическим телам в разломах и складчатых деформациях в слоистых толщах и выделяются тектонические фазы (рис. 30).

Складчатые структуры северо-западного направления, связанные с предживетской тектонической фазой, восстанавливаются по цепочкам обнажений пород доминбулакского возраста. Они были в значительной мере эродированы и представляют собой пологие валообразные поднятия, перекрытые в ядре шурабсайскими отложениями, а на крыльях — более древними.

Одно из таких поднятий выявляется в центральной части площади. По-видимому, одновременно со складчатостью произошло заложение глубинного разлома.

Предминбулакская фаза тектогенеза устанавливается по несогласному налеганию эффузивов минбулакской свиты на вулканогенно-осадочную толщу нерасчлененного среднего палеозоя.

Предакчинская (предакташская) фаза тектогенеза проявилась наиболее интенсивно. Согласно взглядам Н. П. Васильковского (1952),

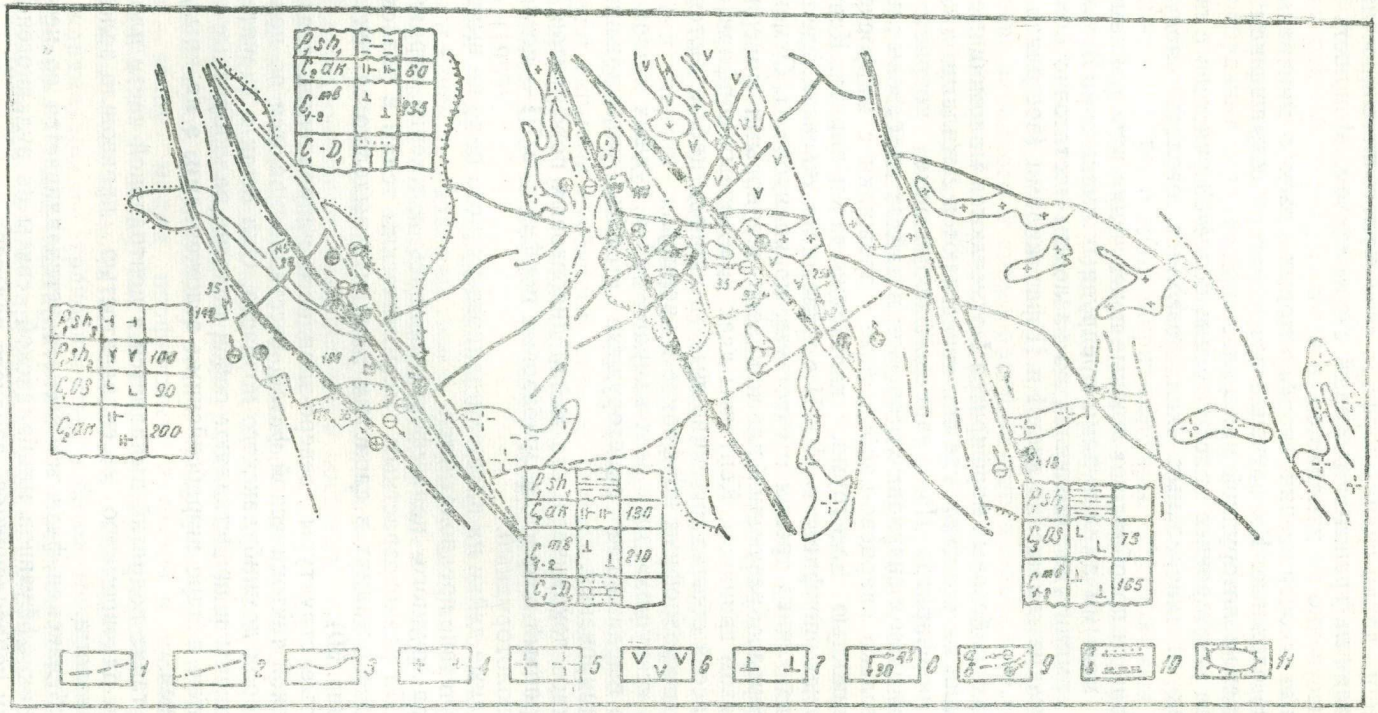


Рис. 30. Тектоническая схема Чадакского рудного поля (по Ю. А. Аверину). Фазы движений:

1– послерудные; *2*- послекызылнуринская III, рудная (T?); *3*–послекызылнуринские I и II (T?); *4*—предравашская и предкызылнуринская (P—T); *5*—предшурабсайская (C_3); *6*–предкызылсайская (C_3); *7*—предминбулакская (P); *8*–направления и амплитуды смещений по разломам; *9*–относительное смещение блоков (*а*–вверх, *б*–вниз); *10*–границы структурных ярусов: *а*–верхнего, *б*–нижнего; *11*–некки.

В. А. Невского (1959), Е. Д. Карповой (1953, 1959), И. П. Кушнарева и А. Б. Каждана (1958) и др., с ней связано заложение Джулайсайского разлома. Тогда же образовались пологие антиклинальные складки северо-западного направления (Чадакская антиклиналь и др.), в ядра которых внедрились интрузии гранодиоритов карамазарского типа.

В предкызылсайскую тектоническую фазу был заложен разлом № 8, вдоль которого внедрились штокообразные интрузии гранодиоритов кызылсайского типа.

Предшурабсайская фаза тектогенеза характеризуется значительной интенсивностью (Васильковский, 1952). Она проявилась в образовании пологих осложняющих складок на крыльях Чадакской антиклинали сходного с ней направления.

В эту фазу происходило обновление древних разломов и образование большого количества новых. По разломам и поверхностям стратиграфических несогласий внедрились многочисленные дайки кварцевых порфиров.

Проявление вулканизма в этой фазе сопровождалось развитием поствулканической минерализации, с которой связан региональный метаморфизм всех эффузивных пород дошурабсайского возраста.

В предравашскую тектоническую фазу по разломам внедрялись интрузии габбро, диоритов, гушсайских гранит-порфиров в сводовой части Чадакской антиклинали, а также вокруг брахискладок, расположенных в зоне Джулайсайского разлома.

В предкызылнуринскую тектоническую фазу в районе по некоторым нарушениям внедрились дайкообразные тела кызылнуринских гранит-порфиров — интрузивных аналогов эффузивных кварцевых порфиров.

В первую послекызылнуринскую тектоническую фазу отложения кызылнуринской свиты были дислоцированы с образованием пологих складок. Обновились все разломы и широкие и протяженные трещинные зоны, по которым внедрялись дайки.

Вторая послекызылнуринская тектоническая фаза менее интенсивная, чем предыдущая. Были заложены новые разломы северо-западного направления. Внедрялись дайки преимущественно основного состава.

Третья послекызылнуринская тектоническая фаза (рудная) была, по-видимому, заключительной в герцинской орогении. Она характеризуется многократными тектоническими подвижками почти по всем разломам и сопровождалась образованием многочисленных оперяющих трещин и мощных зон дробления пород. Формировались минеральные жилы. В субмеридиональных разломах внедрялись порфиритовые дайки.

Достоверно устанавливаемых пликативных движений в эту фазу тектогенеза не отмечается.

Альпийский тектогенез, в отличие от герцинского, характеризуется резким преобладанием разрывных деформаций над складчатыми. Образуются новые разломы и обновляются старые преимущественно северо-восточного направления, по которым установлены незначительные (единицы метра) перемещения послекызылнуринских даек, рудных жил и четвертичных отложений. Молодые разломы выражены зонами дробления и милонитизации пород, лишенными минерализации.

Главными элементами структуры района являются складки, разломы и разнообразные по форме интрузивы (в том числе жерла палеовулканов).

В пределах описываемой площади прослеживаются следующие складки.

1. Чадакская антиклиналь северо-западного направления с размахом крыльев около 10 *км*. Центральную часть складки занимают проры-

Таблица 10

Характеристика главных разломов

Номер разлома (рис. 1)	Протяженность, *м*	Мощность, *м*	Простирание	Угол падения	Магматические тела	Гидротермальные изменения пород		Тектонические фазы (смещение, *м*)						
						типы	интенсивн.	1	2	3	4	5	6	7
1			350—355°	З—80°	Нет Некки андезито-дацитовых порфиритов C_2, андезитовых порфиритов P_1^2	Окварцевание, гематитизация	Слабая Умерен.	—	—	—	—	—	—	сб-140
2			315—330°	З—70—80°	Дайки кварцевых порфиров (C_3), гранит-порфиров (P_1^3), диабазовых порфиритов II (T_1)	Серицитизация, окварцевание, пиритизация		+	+	+	+	сб-180 л сд.- 0	—	вз-115 л.сб-20
3			320—335°	З—65—80°		Окварцевание, серицитизация	—	—	—	—	—	—	+	вз-30 п.сд.-160
4	Свыше 1000	10—50	5—340°	З—50—70°	Дайки кварцевых порфиров (C_3)	Серицитизация, окварцевание, пиритизация	Умерен.	—	—	+	—	—	—	+
5	Свыше 5000	250—1000	0°	СЗ-75—85°	Дайки гранит-порфиров, сиенит-порфиров I, диабазовых порфиров I (T_1)	Окварцевание	Слабая	—	—	—	—	+	—	+
6	Свыше 4000	2—5	60—90°	С-СЗ80—85°		Окварцевание	Слабая	—	—	—	—	—	—	+
7	Свыше 6000	2—3	310—340°	СВ-70—80°	Дайки диабазовых порфиритов II (T_1)	—	—	—	—	—	—	—	+	вз-20 п.сд.-110
8	Свыше 10000	5—10	330°	ЮЗ-80°		Серицитизация	Слабая	—	+	+	+	—	вз-25 п.сд.-35	сб.-35 л. сд.—95
9	Свыше 10000	10—45	340—360°	З—85°	—	Серицитизация, окварцевание, ортоклазизация	Слабая Умерен. Слабая	—	—	+	—	—	—	вз-250 л. сд.-30
10	Свыше 12000	10—70	350—340°	В-60—80°	Дайки кварцевых порфиров (C_3), диабазовых порфиритов II (T_1)	Серицитизация, окварцевание	Слабая Умерен.	+	+				+	вз-75 л. сд.-15
11	Свыше 10000	1—5	280—320°	С-СВ-60—70°	Дайки диабазовых порфиритов II (T_1)	—	—	—	—	—	—	—	+	—
12	Свыше 15000	10—30	370°	В-80°		Серицитизация, окварцевание	Слабая	—	—	—	—	—	+	+

Примечание. Показаны тектонические фазы, в продолжение которых по разломам установлены движения: *1*—доакчинские, *2*—предкуюндинские, *3*—предшурабсайские, *4*—предравашские и предкызылнуринские, *5*—I послекызылнуринские (только по разломам СВ направления), *6*—II послекызылнуринские, *7*—III послекызылнуринские. Типы смещений: сб—сброс, вз-взброс, л. сд.—левый сдвиг, п. сд.—правый сдвиг, + —направление и амплитуда не установлены.

вающие ее разновозрастные гранитоидные интрузивы, юго-западное крыло сложено эффузивно-осадочными породами. Северо-восточное крыло расположено за пределами изучаемого района.

2. Антиклинальная складка в центральной части площади, образованная в среднепалеозойское время. Положение ее оси устанавливается приближенно на основании особенностей залегания разрозненных выходов пород доминбулакского возраста. Направление ее северо-западное, ближе к широтному. Предполагаемая ширина складки свыше 2 *км*.

Разрывные нарушения — главные структурные элементы, определяющие геологическое строение рудного поля. Они разбивают всю площадь на отдельные тектонические блоки. Вдоль разломов внедрились многочисленные интрузии и дайки. Послемагматические растворы метаморфизовали вмещающие породы и образовали огромное количество минеральных жил различного состава.

Большинство разломов отличается исключительно сложной морфологией — отмечается их многократное ветвление, изменение элементов залегания и мощности.

Наиболее крупные заложены в доминбулакское время, на что указывают расположенные вдоль них некки минбулакских эффузивов. Более мелкие разломы образовались позднее. Разломы многократно обновлялись. Этот процесс отразился в разновозрастных проявлениях магматизма, а в заключительных этапах формирования их — в разнотемпературной минерализации. Основные характеристики крупных разломов приведены в табл. 10.

Интрузивные тела представлены разновозрастными штоко- и дайкообразными телами и магматическими дайками. Размеры интрузивов колеблются в широких пределах: известны массивы площадью до 80 $км^2$ (на площади обнажены только небольшие участки их) и микродайки мощностью менее 1 *см*.

Среди интрузивных тел относительно более раннего возраста преобладают штоки и батолитоподобные интрузии, среди более молодых — штоко- и дайкообразные тела, отчетливо контролируемые разломами.

В качестве структурных элементов особо следует выделить жерла древних вулканов. В центре северной части площади предполагается жерло крупного палеовулкана, заполненного липаритовыми лавами кызылнуринской свиты. С восточной стороны его полукольцом облекают равашские экструзивные андезито-дацитовые порфиры, а по периферии — мелкие некки и кольцевые дайки еще более древних оясайских, акчинских, минбулакских эффузивов. Диаметр кратера полеовулкана, по-видимому, составляет 3—4 *км*.

Жильная минерализация, в том числе скарново-полиметаллическая, флюорит-полиметаллическая и кварцево-золоторудная, приурочена в основном к оперяющим разломы трещинам, хотя отмечается и в главных нарушениях. Скарново-полиметаллическая и кварцево-золоторудная минерализации встречаются совместно или пространственно несколько разобщены; флюорит-полиметаллическая локализуется обособленно.

В пределах Чадакского рудного поля установлено 150 жил. Из них 103 жилы, состав которых был изучен М. И. Моисеевой, находятся в пределах первого рудного участка. По ее данным, в зависимости от минералогического состава выделяются следующие типы жил: кальцитовые — 14, скарново-кальцитовые — 3, кварц-кальцитовые с реликтами скарнов и слабой сульфидной минерализацией — 10, кварц-гематитовые — 32, золотоносные кварц-карбонат-адуляровые — 16, кварц-баритовые — 1, сложного состава с совмещенной минерализаций — 27. Из них в 42 жилах (кварц-карбонат-адулярового и частью сложного и

кварц-гематитового состава) установлено золото, в том числе в 6 в повышенных концентрациях.

Рудопроявление № 1 приурочено к осевой части Чадакской антиклинали, висячему боку разлома № 10 и эндоконтакту гранитоидов карамазарского и куюндинского типов, прорывающих эффузивно-осадочные породы нижнего структурного яруса. Все жилы на участке сгруппированы в 6 пучков субмеридионального направления, расположенных на расстоянии 100—250 *м* друг от друга.

Рудовмещающие трещины приурочены главным образом к приконтактовым участкам гранитоидов и затухают как в вышележащих эффузивах, так и в интрудировавших их породах. Заключающая золоторудные тела жильная зона характеризуется наиболее сложным строением. Центральное положение занимает веерообразно расходящийся книзу пучок жил, из которых крайняя западная имеет западное падение, а крайняя восточная — восточное под углами 60—70°. Остальные жилы, имеющие более крутые углы падения, располагаются между первыми двумя. По линии сопряжения всех жил образуется раздув. Каждая жила в пучке представлена кулисообразно заходящими одна за другую линзами.

Рудопроявление № 2 приурочено к южному флангу разлома № 4, на участке, где он прослеживается среди массивных андезитовых порфиритов минбулакской свиты, перекрытых шурабсайскими вулканогенно-осадочными породами. Эффузивная толща прорвана дайками кварцевых порфиров C_3 и диабазовых порфиритов T_1 (?) всех трех возрастных групп. Интрузивные породы — гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры и другие находятся на глубинах свыше 200 *м*.

Золоторудная минерализация в разломе № 4 локализуется в кулисообразно заходящих одна за другую линзообразных жилах различного минерального состава. Золото приурочено к участкам скопления поздних генераций кварца и анкерита, в узлах пересечения разлома № 4 с секущими нарушениями и в зальбандах жил.

Все известные в рудном поле золоторудные тела, представленные секущими образованиями, объединяются в три морфогенетических типа (Аверин, 1962).

Рудные тела в приоткрываниях нарушений сколового типа представлены рудными линзами и жилами в полостях приоткрывания сколовых трещин и изгибах контактов даек порфиритов. Имеют небольшие мощности и размеры по простиранию и падению. Характеризуются весьма неравномерным распределением золота.

Рудные тела в повторных сколах вдоль жил наиболее типичны. Рудная минерализация в них накладывается на карбонатизированные и окварцованные волластонитовые и гранатовые скарны (а) или размещается вдоль их контактов (б):

а) в случаях массового и относительно равномерного дробления скарнов при подвижках, обусловленных нормальным приоткрыванием, образовались простые рудные жилы. Они обычно имеют значительные размеры и заключают бедные руды с относительно равномерно распределенным золотом;

б) в случаях дробления вмещающих пород (на контакте скарнов) сформировались сложные рудные жилы, представленные сочетанием простой и оперенной рудных жил с заключенными между ними участками массового дробления дорудных скарнов; системой сближенных рудных прожилков и заключенных между ними блоков вмещающих пород, подвергшихся массовому дроблению. Размеры обоих разновид-

ностей рудных тел максимальные, оруденение умеренное, весьма неравномерное.

Рудные тела на пересечениях разломов представлены рудными столбами и клинообразными рудными телами.

Рудные столбы образовались в местах пресечения ранних минеральных жил с порфиритовыми дайками. Столбы имеют небольшие поперечные сечения. Руды в них значительно богаче, чем в прилегающих участках жил. Распределение золота неравномерное.

Клинообразные рудные тела встречаются в местах пересечения

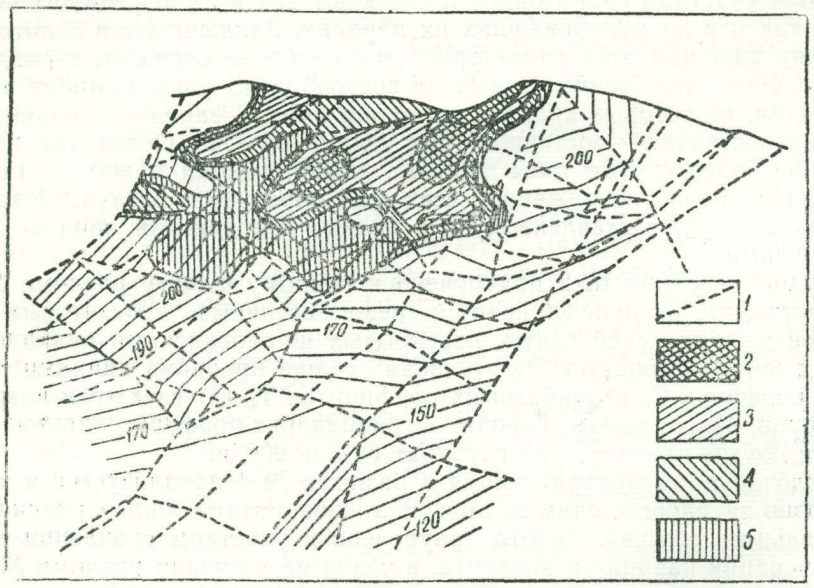


Рис. 31. Вертикальная проекция рудной жилы в изолонгах с размещением оруденения (по Ю. А. Аверину).

1—ребра граней, *2—5*—площади с различным значением метрограмм в порядке убывания.

ранних жил с секущими рудовыводящими разломами. По падению они ограничены мощным пластом андезитовых порфиритов минбулакской свиты. В подстилающих и перекрывающих слоистых вулканогенных отложениях доминбулакского и шурабсайского возрастов рудная минерализация проявляется слабо. Рудные тела характеризуются значительными размерами и неравномерным распределением золота.

Распределение золотого оруденения в рудных телах контролируется петрохимическим и структурным факторами. Первый проявляется в избирательной приуроченности повышенных концентраций золота к массивным андезитовым порфиритам минбулакской свиты и к перекристаллизованным эффузивам на контакте с теми же андезитовыми порфиритами, а также к кварцевым порфирам как дошурабсайского, так и кызылнуринского возрастов.

Влияние структурного фактора выявляется на проекциях рудных тел в изолонгах на вертикальную плоскость, на которой, кроме того, показаны секущие нарушения и изолинии относительных метрограмм золота. При соответствующем подборе сечений изолиний метрограмм на проекциях выявляются четкие контуры рудных столбов (рис. 31). Они локализуются преимущественно на южных флангах рудных жил, в гранях меридионального и север-северо-восточного направления в жи-

лах западного падения и север-северо-западного направления в жилах восточного падения. Углы падения в обоих случаях крутые: 60—75° в гранитоидах и 50—60° в эффузивах.

Серебряная минерализация распределяется в тех же контурах, что и золоторудная. Изменение концентраций обоих типов минерализации по вертикали отображено на рис. 32.

Геологические, геоморфологические и минералогические данные показывают, что золоторудные жилы Чадакского рудного поля сформировались в интервале глубин 900—1200 *м*.

Гидротермальные изменения пород на площади рудного поля проявлены широко. Они изучены детально, но у авторов сложилось разное мнение об условиях их формирования.

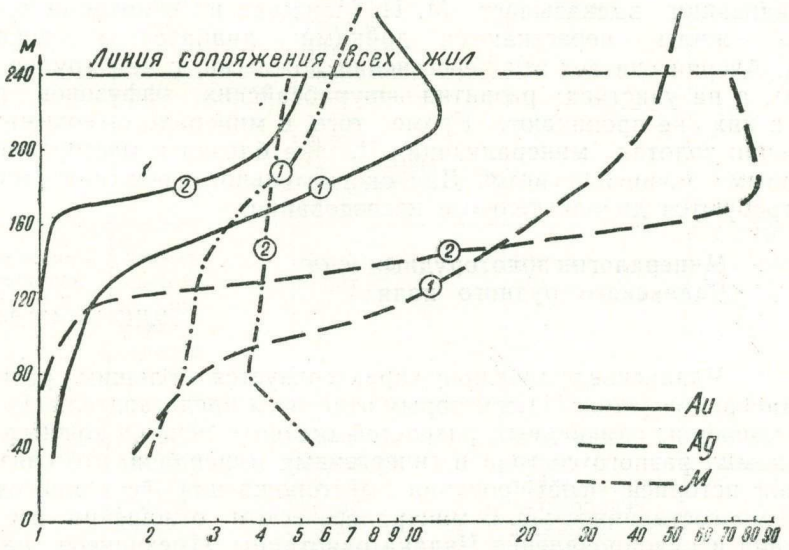


Рис. 32. Распределение средних значений содержаний золота и сереора и мощностей золоторудных жил (по Ю. А. Аверину). По оси ординат отложены относительные высоты, абсцисс—в логарифмическом м-бе значения содержаний золота и серебра и мощностей (*m*).

1—в главной жиле рудопроявления, *2*—в жилах-апофизах.

Ю. А. Аверин считает, что на площади имеется два типа изменений: пропилитовый и околожильный, который объединяет серицитизацию, ортоклазизацию (адуляризацию), окварцевание и пиритизацию. Они разновозрастны. Свою точку зрения он обосновывает следующими фактическими данными:

1) пропилитизация, с которой связывается «зеленокаменное» изменение всех эффузивных и отчасти интрузивных пород дошурабсайского возраста, в породах верхнего структурного яруса не проявилась. В то же время в базальных конгломератах шурабсайской свиты встречается галька пропилитизированных эффузивов;

2) *околожильные изменения*, интенсивность которых зависит от состава вмещающих пород и геолого-структурной позиции участков разломов, проявились во всех породах разреза. Ширина зон изменений, измеряемая десятками метров, в несколько раз меньше ширины зон пропилитизации.

М. И. Моисеева все типы изменений рассматривает как отдельные фации пропилитов, которые зонально располагаются относительно жил. Детально эта точка зрения изложена ниже, при рассмотрении минералого-геохимической характеристики рудного поля. Возраст золоторудной минерализации в Чадаке Ю. А. Аверин считает послекызылнуринским на основании возрастных соотношений самых молодых порфиритовых даек и рудных жил и определения абсолютного возраста жильного адуляра, сделанного в лаборатории САИГИМС Е. М. Головиным — 256±50 *млн.* лет (верхняя пермь, Г. Д. Афанасьев и др., 1964).

А. В. Муромцев относит формирование золоторудных жил по крайней мере к послеверхнекарбоновому времени на основании наблюдаемого им на северном участке пересечения дайкой альбитофира как рудной жилы, так и прилегающих эффузивов шурабсайского возраста.

Некоторое сомнение относительно молодого возраста золоторудной минерализации высказывает М. И. Моисеева на основании того, что рудные жилы пересекаются дайками диабазового порфирита (Ю. А. Аверин считает эти пересечения ложными, с чем трудно согласиться), а на участках развития шурабсайских эффузивов рудные жилы в них не проникают. Кроме того, в минералого-геохимическом отношении золотая минерализация Чадака близка к месторождениям, связанным с акчинской свитой. Для окончательного решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

Минералогия золоторудных жил Чадакского рудного поля

УДК 553.412.2:549.905.5

Чадакское рудное поле характеризуется большим разнообразием минералов (табл. 11), к которым относятся представители скарновой минерализации, измененных разностей боковых пород, рудных и безрудных жил разного состава и гипергенных минералов, что связано со сложной историей формирования месторождения — его многоэтапностью и многостадийностью. В минералогическом отношении все месторождения и рудопроявления Чадака однотипны. Имеющиеся различия в минеральном составе связаны с выпадением отдельных минеральных парагенетических ассоциаций и различным количественным их соотношением.

Ниже приводится краткая характеристика главных минералов Чадака, сгруппированных по парагенетическим ассоциациям.

Минералы доскарновой минерализации. С этим этапом связан только один минерал — кальцит. Он установлен в 54 жилах рудопроявления № 1 и в северной части жилы в разломе № 4. Большая часть кальцита в последующем была скарнирована. Жилы залегают в относительно более древних породах района — в андезитовых порфиритах минбулакской эффузивной свиты и в гранодиоритах кураминского типа.

Кальцит в них белый, крупнозернистый (до 3—4 *см*), изометричной формы. По составу чистый, имеются лишь ничтожные примеси Mg, Fe и Mn.

Не исключено, что эти жилы образовались за счет перекристаллизации остатков палеозойских известняков.

Минералы скарново-сульфидной минерализации. Скарнирование развивалось по кальцитовым жилам, описанным выше. Ю. А. Аверин (1960) жильные скарны считает инфильтрационными. Скарновые минералы выделяются в кальцитовых жилах в виде беспорядочно распределенных гнезд, линз, небольших скоплений, вкрапленности и прожилко-

образных обособлений. Наиболее распространен волластонит. Он белого, светло-розового и кремоватого цвета, образует тонковолокнистые

Таблица 11

Список минералов Чадакского рудного поля по парагенетическим минеральным ассоциациям

Парагенетическая минеральная ассоциация	Широко распространенные	Распространенные	Редкие	Единичные
Доскарновая	Кальцит	—	—	—
Скарново-сульфидная	Волластонит андрадит ксонотлит кальцит кварц	Гроссуляр геденбергит эпидот магнетит гематит актинолит тремолит серпентин тальк пирит халькопирит сфалерит галенит	Везувиан шеелит плазолит турмалин	Гельвин молибденит касситерит
Минералы измененных боковых пород	Альбит эпидот пеннин адуляр серицит кварц	Кальцит пирит	Рутил анатаз	—
Минералы рудных жил	Кварц кальцит анкерит гематит адуляр	Халцедон флюорит барит пирит альбит тюрингит	Электрум галенит сфалерит халькопирит арсенопирит пирротин киноварь стефанит прустит блеклая руда	Гессит калаверит
Гипергенные минералы	Сапонит гетит гидрогетит гидрослюда	Опал гипс лепидокрокит ярозит пиролюзит англезит церуссит ковеллин вульфенит	Золото каолин нонтронит алунит серебро аргентин кераргирит смитсонит аурихальцит каламин халькозин борнит малахит азурит хризоколла	Бисмутит медь куприт

агрегаты, слагающие радиально-лучистые пучки и розетки. Длина волокон 0,5—5 *см*. Состав волластонита близок к теоретическому (табл. 12). Спектральным анализом в виде ничтожной примеси в нем дополни-

Таблица 12

Химический состав главных минералов Чадакского рудного поля

Компоненты	Волластонит			Андрадит			Гроссуляр		Серицит (сколит)			Адуляр				Анкерит		Тюрингит
	рудопроявление № 1			рудопроявление № 1			рудопроявление № 1		рудопроявление			рудопроявление				рудопроявление		Рудопроявление № 2
									№ 1	№ 2		№ 1		№ 2		№ 1	№ 2	
	обр. 635	1-ш	630	51-ш	271	161-ш	51[а] -ш	80-ш	747	620	136	1	70-ш	74-ш	20-ш	547	1940	30-ш
SiO_2	50,32	48,88	50,48	35,25	34,20	35,00	38,40	38,50	56,90	53,32	57,00	65,00	66,09	66,49	70,76	—	—	31,92
TiO_2	—	—	—	0,00	0,10	0,02	0,02	0,02	0,15	—	0,22	0,00	0,04	0,03	0,05	—	—	—
Al_2O_3	1,68	0,52	1,02	0,36	1,51	3,18	21,80	21,90	25,34	31,70	23,38	18,10	17,79	17,60	16,82	—	—	17,45
Fe_2O_3	—	—	—	30,78	31,95	28,11	1,11	0,70	2,25	2,70	2,74	0,80	1,65	1,58	1,41	—	—	3,60
FeO	0,07	0,07	0,12	0,00	0,00	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,80	6,56	28,22
MnO	0,50	1,13	1,01	1,78	0,56	1,57	0,56	0,32	0,03	—	сл.	0,00	0,11	сл.	сл.	1,40	1,12	0,18
MgO	0,47	0,33	0,45	0,07	0,37	0,23	0,94	0,72	1,51	1,30	2,25	0,81	0,29	1,59	0,21	9,70	15,88	6,39
CaO	46,40	44,80	45,98	30,97	30,34	31,02	35,76	35,90	0,40	0,80	0,20	0,20	0,65	0,63	1,21	31,30	32,40	1,80
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	8,43	4,48	9,00	15,38	10,95	11,80	5,76	—	—	—
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,29	1,26	0,13	0,00	2,42	0,15	3,74	—	—	—
$\pm H_2O$	0,00	0,00	0,00	—	—	—	1,49	1,56	4,70	4,14	4,60	—	—	—	—	—	—	10,27
CO_2	0,50	3,80	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43,40	43,20	—
Нераств. ост.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,12	0,44	—
Сумма	100,04	99,53	99,56	99,21	99,03	99,21	100,08	99,62	100,00	99,70	99,52	100,37	99,94	99,87	99,96	99,72	99,60	99,83

Примечание. Химические анализы волластонита, серицита, анкерита, тюрингита выполнены в лаборатории Института геологии и геофизики АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова; андрадита, гроссуляра и адуляра — в ЦХЛ Министерства геологии УзССР, аналитик Т. Т. Мухова.

тельно обнаружены Cu, Ag, Sr, Ba, Zn, Pb. Волластонит относится к наиболее ранним скарновым минералам. Он замещается пироксеном и везувианом, а изометричные зерна граната располагаются в угловатых промежутках между пересекающими его волокнистыми пучками. Под

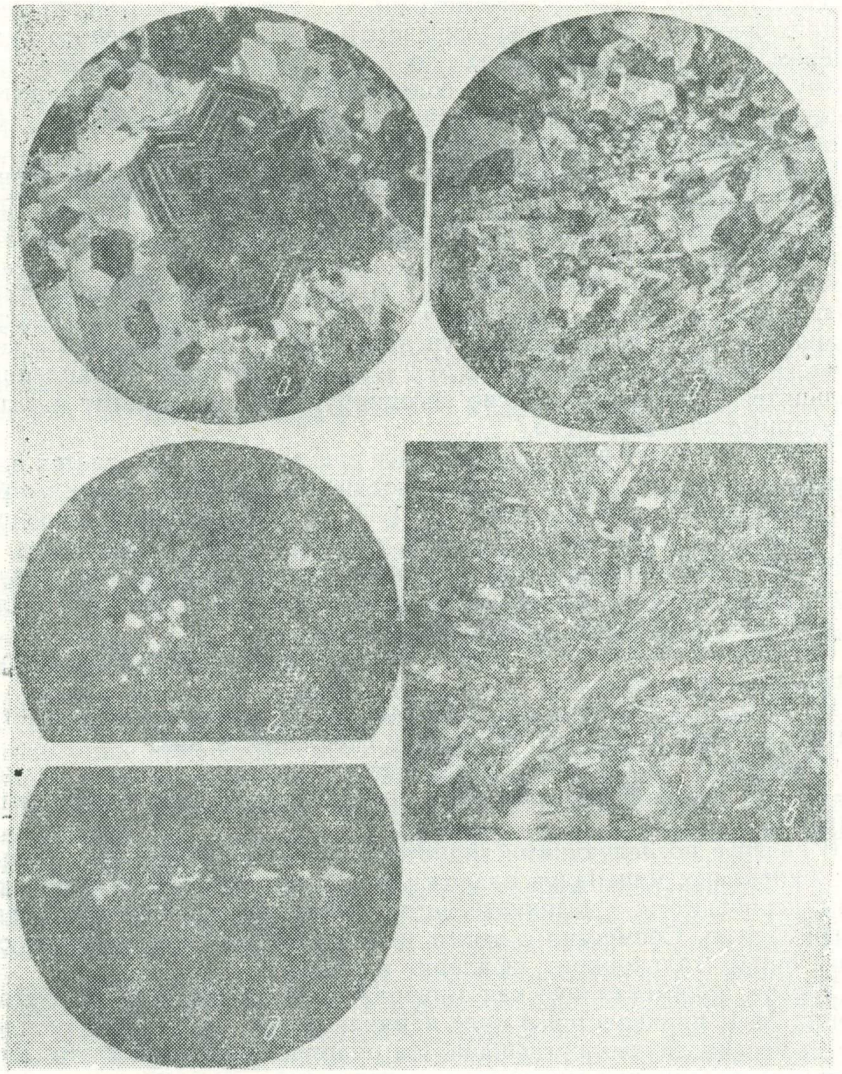


Рис. 33. Морфологические и структурные особенности минералов в золоторудных жилах Чадакского рудного поля.

а—сростки кристалликов андрадита зонального строения (участок № 1, николи X, ув. 33); *б*—радиально-лучистые пластинчатые пучки кварца среди зернистого рудного кварца (участок № 2, николи X, ув. 29,6); *в*—пластинчатые агрегаты кальцита в рудном кварце (участок № 2, николи X, ув. 29,6); *г*—кучнистые вкрапленники электрума (участок № 1, ув. 150); *д*—цепочка зерен электрума в кварце (участок № 1, ув. 150).

влиянием последующего гидротермального процесса большая часть волластонита разложилась: он заместился ксонотлитом, кальцитом и кварцем. В поверхностных условиях волластонит неустойчив, обычно по нему развивается агрегат минералов, состоящий из кальцита, опала и сапонита. Остатки волластонита, сохранившиеся от разложения, выделяются в кальцитовых жилах в виде гнезд размером от 1—2 *см* и

до 20—30, параллельных прерывистых жилок, мелких скоплений и отдельных шестоватых индивидов, образующих беспорядочно ориентированные вростки в крупных зернах кальцита.

Андрадит — второй по степени распространенности скарновый минерал. Он образует агрегат изометрических зерен и кристаллов ромбододекаэдрической формы коричнєвого и желтовато-зеленого цвета, размером от долей миллиметра до 2 *см*. По составу отвечает почти чистому андрадиту (табл. 12), содержащему 95—94% андрадитовой молекулы, 0,6—2,5% гроссуляровой, 1,1—3,8% спессартиновой, до 0,2% альмандиновой и 0,8—1,9% пироповой.

Спектральным анализом в нем дополнительно выявлена незначительная примесь Cu, Au, Zn, Sr, Ba, Ga, Sn, V, Pb, Ni, As, Bi, Mo. В шлифах установлено его зональное строение за счет аномальной анизотропии отдельных зон (рис. 33 *а*).

Андрадит в рудопроявлении № 1 слагает в жилах небольшие скопления, гнезда и линзы, достигающие длины 100 *м*. С глубиной содержание андрадита в жилах заметно увеличивается. Он обнаружен в северной части жилы рудопроявления № 2 в виде единичных вкрапленников в кальците. С андрадитом тесно ассоциируют кварц, гематит и актинолит, которые замещают его.

Гроссуляр имеет резко подчиненное значение. Он выделяется в виде единичных прекрасно образованных водяно-прозрачных, белых и яблочно-зеленых кристаллов размером от 1—2 до 5 *мм*, ромбододекаэдрической формы и их сростков. Удельный вес 3,51—3,54. В его составе примерно 90% приходится на гроссуляровую молекулу, 10% — на плазолитовую, андрадитовую, альмандиновую и пироповую (табл. 12). Плазолит замещает отдельные зоны в гроссуляре.

Везувиан и геденбергит имеют ничтожное распространение и установлены только в шлифах.

Из рудных минералов со скарнами тесно ассоциируют магнетит и гематит, которые образуют небольшие скопления в них.

Отмечается рассеянная тонкая вкрапленность шеелита размером 0,1—1,0 *мм*, находящаяся обычно в срастании с волластонитом и гроссуляром.

В связи с последующими гидротермальными процессами большая часть скарновых минералов разложилась и заместилась кварцем, кальцитом, ксонотлитом, в незначительном количестве серпентином, тальком и амфиболами. Совместно с этими минералами метасоматически отлагались пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Убогая полиметаллическая минерализация, известная на рудопроявлении № 1, проявляется в виде вкрапленности, небольших скоплений и гнезд перечисленных сульфидов. На рудопроявлении № 2 эта парагенетическая ассоциация минералов отсутствует.

Устанавливается специфическая минерализация, связанная с пропилитизацией пород и охватывающая в той или иной степени всю площадь в пределах рудного поля. Для этого этапа характерно изменение всех породообразующих минералов, входящих в состав пород. Плагиоклазы альбитизируются за счет их деанортизации. При этом альбит образует гомоосевые псевдоморфозы по плагиоклазам, чаще без полисинтетических двойников, испещренных мелкими комочками кальцита и тонкими чешуйками серицита. Биотит нацело замещается агрегатом пеннина, эпидота и лейкоксена или рутила. Часто по альбиту развивается адуляр. В пропилитизированных породах имеются рассеянная вкрапленность пирита, короткие прожилки эпидот-кальцитового состава иногда с зернами пренита.

Намечается четкая зональность в распределении различных фаций пропилитов. Так, по мере приближения к рудному разлому происходит постепенная смена фаций пропилитов от альбит-эпидот-хлоритовой к альбит-кальцит-хлоритовой, затем к серицитизованным породам, к кварц-серицитовым разностям и метасоматическому жильному кварцу. Особенно четко описанная картина проявляется в центральной части участка № 2. Мощность отдельных разностей измененных пород колеблется от 10—20 до 100—200 *м*, а общий размах измененных пород около жил достигает 500—600 *м*.

В связи с этим этапом минерализации широко распространен кварц, генетически связанный с процессом серицитизации боковых пород. Он серовато-белого цвета, мелкозернистый с размером зерен 0,05—1 *мм*, зерна имеют нечеткие, часто лапчатые ограничения. Обычно он в той или иной мере пронизан тонкочешуйчатым серицитом, сопровождается рассеянной вкрапленностью пирита и уцелевшими остатками от замещения породообразующих минералов.

Его образование связано с серицитизацией боковых пород. При замещении серицитом полевых шпатов избыток кремнезема в их составе сбрасывается и выделяется в виде кварца на месте или переносится на некоторое расстояние вдоль разлома. Кварцем этой генерации на 50—70% сложена кварцевая жила в рудопроявлении № 2, в меньшем количестве он присутствует в жилах рудопроявления № 1.

Серицит очень широко распространен и слагает кварц-серицитовые породы, оторочивающие рудные жилы. Он представлен тонкочешуйчатым агрегатом и плотными агальматолитоподобными разностями, жирными на ощупь. Цвет его белый и яблочно-зеленый. Размер чешуек от 0,005 до 0,05 *мм*. Они беспорядочно ориентированы или слагают радиально-лучистые пучки, розетки и червеобразные скопления. Химические анализы приведены в табл. 12.

Анализы показали повышенное против теоретического содержание в их составе кремнезема и некоторый недостаток щелочей. Вероятно, это тончайшие природные смеси серицита с кварцем, хотя и совершенно однородные по внешнему виду, образованию которых способствовали специфические особенности их генезиса, указанные выше. Характерно также повышенное содержание в сериците железа и магния, что приближает его к сколиту.

Флюорит-баритовая стадия минерализации проявилась в районе убого. Флюорит совместно с кварцем и баритом слагает в кварцевых жилах небольшие прожилки и корродированные скопления. Барит более распространен. Известны его самостоятельные жилы длиной 60—100 *м* и мощностью 0,3—0,4 *м* и небольшие выделения в кварцевых жилах. Следы более широкого его распространения повсеместны — характерны пластинчатой формы выделения кварца, кальцита и анкерита по более раннему, но позже выщелоченному бариту (рис. 33 *б, в*). В протолочных пробах установлены сростки электрума с баритом.

Кварц-гематитовая минерализация проявилась очень мощно. С ней связано образование ряда самостоятельных кварц-гематитовых жил в рудопроявлении № 1 и больших участков мощной жилы в рудопроявлении № 2. Гематита в последней настолько много, что ранее эта жила ревизовалась на железо.

Гематит крупночешуйчатый. Размер чешуек достигает 2—5 *см*, а в среднем 0,3—1,0 *см*. Он выделился в кварце в виде гнезд и по многочисленным трещинкам катаклаза, вплоть до образования кварц-гематитовых брекчий, в которых гематит цементирует остроугольные обломки кварца. Местами образует полосчатые текстуры за счет чередования

полосок гребенчатого кварца и прерывистых полосок гематита. По данным спектральных анализов, в гематите отмечается постоянная примесь Cu, Mg, Mn и эпизодическая Ag и W. На участках с повышенной золотой минерализацией гематит содержит редкие вростки золота — до 20 *г/т*.

Кварц этой стадии выделяется в виде призматических агрегатов длиной от 1—2 *мм* до 2—3 *см*. Индивиды беспорядочно ориентированы или слагают гребенчатые агрегаты и небольшие друзы.

В связи с этой стадией в подчиненном количестве образовались пирит, который обрастается и корродируется гематитом, и редкие зерна халькопирита, в различной степени замещающие пирит.

Кварц-золоторудная стадия. Кварц резко преобладает над всеми остальными минералами этой стадии. С ним тесно ассоциируют адуляр, кальцит, анкерит, незначительное количество сульфидов и электрум. Перечисленные минералы слагают самостоятельные жилы кварц-адуляр-карбонат-золоторудного состава и накладываются на жилы более ранние, особенно скарново-кальцитовые и кварц-гематитовые. Кварц этой стадии весьма своеобразен и отличается от описанных ранее генераций. Он образует агрегат зерен эллипсоидальной, изометричной и призматической формы размером от 0,1 до 2—4 *мм*. Имеются очень характерные пластинчатые формы, обычно не свойственные кварцу и образовавшиеся скорее всего по выщелоченному бариту (рис. 33 б). Рудный кварц всегда содержит обильные тончайшие газово-жидкие включения, окрашивающие его в бурый цвет, что хорошо видно в шлифах. Вероятно, этот кварц образовался за счет перекристаллизации халцедона, о чем свидетельствует распределение бурых пылевидных включений, повторяющих волокнистую структуру этого минерала. Очень характерны для него реликтовые колломорфные структуры, обнаруживаемые в шлифах по распределению бурых газово-жидких включений.

Адуляр образует тонкозернистые агрегаты кирпично-красного, розового, кремового и белого цвета, размер зерен которых колеблется от сотых долей миллиметра до 1—2 *мм*, имеет характерные остроромбические сечения. Он выполняет трещины катаклаза в рудном кварце или крустифицирует и цементирует его обломки с образованием жильных брекчий. Прожилки кварц-адулярового состава секут серицитизированные породы. Состав адуляра близок к теоретическому (табл. 12). По данным спектральных анализов, в нем имеется примесь Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Sr, Ba, Hg, V и др. Из рассеянных элементов в нем установлен таллий в количестве 1—3 *г/т*, галлий — от 5 до 19 *г/т*, а в среднем 9 *г/т*, что ниже кларковых значений.

Адуляр — типичный жильный минерал. В его распределении намечается определенная закономерность. Обычно он приурочен к тем участкам жил, где они пересекают породы, богатые калиевыми полевыми шпатами: фельзиты и кварцевые порфиры, из которых извлекается калий и алюминий.

В свое время Л. В.Фирсов (1956) отмечал такие же условия нахождения альбита в золоторудных кварцевых жилах Урала, но в отличие от адуляра, он развивается на контактах с породами среднего состава.

Кальцит слагает гнезда и выполняет трещины в рудном кварце. В морфологическом отношении он весьма своеобразен, образует беспорядочно ориентированные пластины и их агрегаты радиально-лучистого сложения. Длина пластинок до 1—10 *см* (рис. 33 *в*). Пластинчатая форма выделения кальцита, анкерита, адуляра и кварца составляет характерную особенность золоторудных месторождений субвулканического

типа и отмечалась многими исследователями в аналогичных месторождениях (Линдгрен, 1935; Петровская и др., 1961). Этот кальцит отличается от кальцита других генераций наличием постоянной примеси Ag, Cu, Bi, Sr и повышенным количеством Mn и Fe.

Анкерит мелкозернистый, кремового цвета. Зерна ромбической формы, размером от 0,3 до 2—3 *мм*. Отлагается в рудном кварце по многочисленным трещинам катаклаза, вплоть до образования брекчий, в которых цементирует остроугольные обломки кварца, замещает гематит с образованием пластинчатых форм и кальцит и сечет их в виде просечек, а сам замещается тюрингитом. Выделяется также в мелких друзочках среди кварца в виде кристалликов ромбоэдрической формы. Химический анализ анкерита (табл. 12) показал следующие количественные соотношения молекул, входящих в его состав, %:

	Обр. 547	*Обр. 1940*
$CaCO_3$	56,9	52,6
$MgCO_3$	24,5	36,9
$FeCO_3$	16,6	8,9
$MnCO_3$	2,0	1,6

Спектральными анализами в нем выявлены примеси Cu, Sr, Ba, Pb и иногда Ag и La.

Тюрингит относится к распространенным минералам. Он выделяется в виде мелкочешуйчатых агрегатов, слагающих спутанно-чешуйчатые массы, радиально-лучистые пучки и сферолиты размером 0,1—0,2 *мм*. Размер чешуек от 0,01 до 0,1 *мм*. Минерал зеленовато-черного цвета с матовым блеском, уд. вес 3,00—3,16. В шлифах обнаруживается зональное распределение окраски. Он сильно плеохроирует по схеме — Ng=Nm — зеленый, Np — соломенно-желтый. Химический анализ (табл. 12) показал его соответствие тюрингиту. Спектральным анализом в нем обнаружены еще примеси Cu, Ag, Zn, Pb, Ga, Co, Ni, V, Sr в тысячных и сотых долях процента. Тюрингит выделяется в кварцевых золоторудных жилах в тонких трещинах или образует в них небольшие скопления. Он замещает гематит, кальцит и анкерит. Тюрингита больше в тех участках жилы, где они пересекают более основные по составу породы, обогащенные темноцветными минералами.

Сульфидов на месторождении очень мало. По классификации Н. В. Петровской (1961), Чадакские месторождения являются характерными представителями убогосульфидной формации. По данным подсчета минералов в протолочных пробах, содержание наиболее распространенного из них пирита на рудопроявлении № 2 в среднем равно 0,1—0,3% и лишь местами достигает 2—5%. На рудопроявлении № 1 содержание пирита в золоторудных жилах ничтожно мало — не более 0,1—0,2%.

Пирит выделяется в жилах в виде кристалликов и их сростков, размером 0,3—2 *мм*, редко достигает 5—10 *мм*. Кристаллы представлены сильно искаженными кубами, пентагондодекаэдрами и их комбинациями. Грани октаэдра редки. В геохимическом отношении пирит из золоторудных жил весьма своеобразен. Проведенные исследования показали различное содержание редких и рассеянных элементов в пирите разных генераций. На месторождении установлено три генерации этого минерала: I — пирит, связанный с пропилитизацией вмещающих пород, II — пирит, связанный с околорудной серицитизацией и III — пирит, отложившийся в золоторудных жилах. Последняя генерация, в отличие от более ранних, характеризуется высоким содержанием золота, серебра и повышенным селена и теллура (табл. 13).

На примере рудопроявления № 2 пробы пирита, расположенные на различных расстояниях от золоторудной жилы, были сгруппированы по разным генерациям. Полученные данные показали резкое скачкообразное нарастание содержания перечисленных элементов в пирите по мере приближения к жиле. Пирит, генетически связанный с пропилитизированными породами, по существу их не содержит, а пирит из серицитизированных пород имеет низкое спорадическое содержание указанных элементов. Пириты ранних генераций, но находящиеся вблизи золоторудных жил, также становятся золотоносными, но с относительно более низким содержанием. Это показывает, что пирит является как бы осадителем золота, и оно проникает в него по системе тончайших трещин. Это свойство пирита и широкое распространение позволяют использовать его в качестве поискового признака на золото (Моисеева, 1966):

Таблица 13

Содержание золота, серебра, селена и теллура в пирите из рудопроявления № 2, *г/т*

Характеристика пород	Число проб	Au		Ag	
Пирит I из пропилитизированных пород в удалении от золоторудной жилы	7	0—0,2	(0,03)	1,0—22	(11,0)
Пирит I из пропилитизированных пород вблизи золоторудной жилы	12	0,5—128	(24)	10—257	(74)
Пирит II из серицитизированных и окварцованных боковых пород	13	0,5—696	(177)	14—2948	(642)
Пирит III из золоторудных жил	30	120—15080	(1720)	152—10376	(2887)

Характеристика пород	Число пород	Se		Te	
Пирит I из пропилитизированных пород в удалении от золоторудной жилы	7	0—0	(0)	0—0	(0)
Пирит I из пропилитизированных пород вблизи золоторудной жилы	12	0—15	(3)	0—5	(0,6)
Пирит II из серицитизированных и окварцованных боковых пород	13	Сл.—38	(12)	Сл.—26	(5)
Пирит III из золоторудных жил	30	Сл.—450	(46)	0—329	(26)

Примечание. Здесь и далее в скобках приведены средние значения.

Интересно изменение содержаний золота в пирите на глубину и его соотношение с серебром на примере рудопроявления № 2 (табл. 14). Содержание золота и серебра в пирите с глубиной уменьшается, но их соотношения сохраняются. Никакой закономерности в распределении этих элементов-примесей в пирите вкрест простирания и по простиранию жил не замечено.

Количественные содержания золота и серебра в пирите и их соотношения показаны в табл. 15. Из 47 пробирных анализов пирита в 6 содержание Au > Ag, а в 41 — Au < Ag. При этом содержание серебра в пирите в 1,5—3,0 раза выше золота.

Эти данные свидетельствуют о том, что в первых пробах золото и серебро связаны с одним минералом — электрумом, а во всех остальных пиритах, кроме электрума, имеются самостоятельные минералы

серебра, обеспечивающие такое высокое содержание этого элемента. Это подтверждено минераграфическими исследованиями, при помощи которых в пирите обнаружены вростки серебросодержащих минералов: стефанита, гессита, фрайбергита и др.

По данным спектральных анализов, в пирите установлена почти постоянная примесь Cu, Ag, Au, Zn, Pb, As, Sb, Bi, Co, Ni, Mn, Mg. Последние 4 элемента образуют изоморфную примесь, а остальные обязаны вросткам самостоятельных минералов.

Из других сульфидов, связанных с этой стадией минерализации, в жилах имеются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, стефанит, киноварь и очень редкие теллуриды — гессит и креннерит. Содержание сульфидов в жилах ничтожное и редко достигает десятых долей процента. Большая часть из них приурочена к пириту в виде очень тонких вкрапленников размером 0,00n—0,0n *мм*, овальной формы, с ровными ограничениями, реже они выделяются вне пирита в виде зерен угловатой формы в трещинах катаклаза в сопровождающих жильных минералах.

Таблица 14

Изменение содержаний золота и серебра в пирите с глубиной

Горизонт, *м*	Число проб	Среднее содержание. *г/т*		Au : Ag
		Au	Ag	
Поверхность	10	944	2065	1:2,2
1625	25	1302	2960	1:2,2
1575	10	49	95	1:2,0

Золото в рудах представлено низкопробной самородной разностью, отвечающей электруму, и лишь в виде единичных находок встречается теллурид золота — креннерит.

Таблица 15

Содержание золота и серебра и их соотношение в пирите, *г/т*

Рудопроявление	Число проб	Au	Ag	Au:Ag
№ 1	8	1,0—2128 (322)	19—2900 (518)	(1:1,6)
№ 2	7	0,5—15080 (1224)	35,5—10376 (2052)	(1:1,6)

Цвет электрума золотисто-желтый, разных оттенков. Даже незначительное изменение в пробности золота заметно сказывается на его оттенке. Удельный вес 15,56, микротвердость 32 *кг/мм²*. В 29 пробах определена пробность золота (табл. 16).

Таблица 16

Пробность золота из жил Чадакского рудного поля

Рудопроявление	Горизонт, *м*	Число проб	Пробность	Средняя пробность
№ 1	Поверхность	8	522—858 (621)	
	1371	4	506—615 (539)	580
	1293	5	512—600 (544)	
№ 2	Поверхность	4	524—720 (609)	
	1625	3	500—600 (569)	609
	1575	5	552—688 (637)	

Полученные данные показали низкую пробность золота, отвечающую в целом электруму. Пробность золота для отдельных проб колеб-

лется в узких пределах: на рудопроявлении № 1 — от 506 до 621, на рудопроявлении № 2 — от 500 до 688. С глубиной пробность золота не изменяется, она по существу колеблется в тех же пределах. Отмечается некоторое повышение пробности золота до 858 и 720 только для единичных проб, взятых с поверхности.

Пробность золота, извлеченного из пирита и кварца, одинаковая. Состав электрума изучен спектральным анализом, показавшим наличие в нем ничтожной примеси Cu, Bi, Pb, Mn, Fe.

При изучении шлиров установлено, что вкрапленники золота бывают единичными или образуют кучнистые скопления, в которых обычно насчитывается по 3—6 зерен, редко 20—25 и в единичных случаях 100. Иногда они вытягиваются в цепочки вдоль трещин, реже золото обособляется в виде тонких и коротких просечек (рис. 33 *д*). Преобладает кучнистое распределение вкрапленников золота.

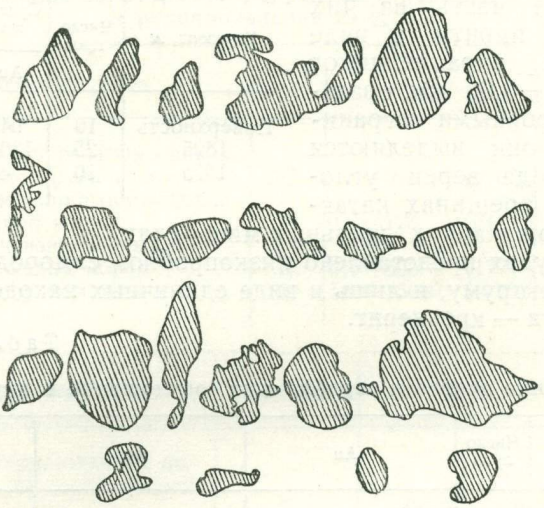


Рис. 34. Формы вкрапленников электрума в жильных минералах (зарисовка с микрофотографии, ув. 600).

Форма зерен золота, извлеченного из шлихов, разнообразная: комковатая, изометричная с ровными краями, реже проволочная, пластинчатая и в виде слепков. Разрезы зерен этой формы отчетливо наблюдаются и в аншлифах (рис. 34). Наиболее продуктивен по отношению к золоту кварц, но оно встречается также и в других жильных минералах — адуляре, тюрингите, сериците, карбонатах.

Из рудных минералов золото чаще всего образует вростки в пирите. Форма выделения золота в нем весьма своеобразная. Так, в пирите одной генерации с золотом оно выделяется в виде зерен овальной формы с ровными краями размером 0,002—0,08 *мм*, где тесно ассоциирует с равновеликими вростками сульфидов: халькопирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, блеклой руды и стефанита. В пирите более ранних генераций золото угловатое и обычно приурочено к тончайшим трещинкам катаклаза и их пересечениям (рис. 35).

Выявлено, что на рудопроявлении № 2 часть золота всегда связана с пиритом (табл. 17) — от 0,20 до 8,61% (в среднем 3,25%), и только в единичных случаях около 50% золота находится в пирите, на рудопроявлении № 1 золота, связанного с пиритом, ничтожно мало.

На основании подсчетов количества вростков золота в полированных шлифах и исследования минералов под бинокулярной лупой выявлена степень продуктивности главных минералов на золото (табл. 17).

Золото выделяется в виде вкрапленности, образуя беспорядочно расположенные кустовые скопления в теле жилы. Оно очень тонкое и, как правило, макроскопически невидимое. Его изучение проведено по аншлифам и протолочным пробам.

Для определения размера вкрапленности золота в рудах проведены специальные исследования по 42 протолочным пробам весом 14,2—29,5 *кг*. Предварительно в них определялось содержание золота обыч-

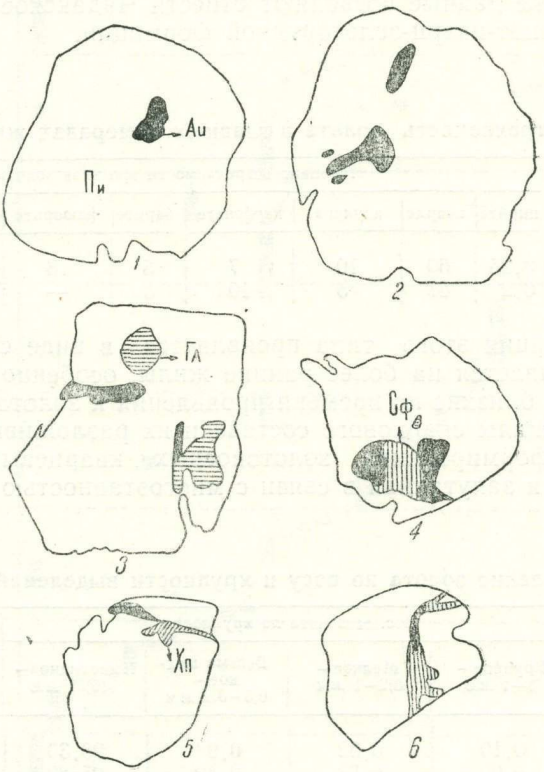


Рис. 35. Характер вкрапленников электрума, сульфидов и их сростков в пирите (зарисовки с микрофотографии, ув. 327).

1, 2—в пирите; *3*—в срастании с галенитом; *4, 6*—в срастании со сфалеритом; *5*—в срастании с халькопиритом.

ным пробирным анализом. Из проб получены шлихи, из которых все имеющееся в них золото извлечено и распределено по обычным классам крупности, взвешено и высчитано процентное содержание каждой фракции по отношению ко всему золоту, определенному в пробе пробирным анализом (табл. 18).

Из данных табл. 18 видно, что основную массу золота из рудных жил составляет пылевидное (98,3 и 95,3%), которое при шлиховании смывается (выход золота в шлихи в среднем 1,72% на рудопроявлении № 1 и 2,58% на рудопроявлении № 2). Преобладание в Чадакских жилах пылевидного золота свидетельствует о малой эффективности пои-

сков золота обычным шлиховым методом. Так, несмотря на неоднократное шлихование саев в районе Чадакских месторождений, в предыдущие годы золото ни разу не обнаружено. Как известно, это рудное поле первоначально разведывалось как свинцово-цинковое. Золото обнаружено позже, при спектральных исследованиях проб.

Взаимоотношения золота с сопровождающими жильными и рудными минералами свидетельствуют о его самом позднем выделении.

Послерудная кварц-кальцитовая стадия проявилась в виде безрудных жил и прожилок кальцитового и кварцевого состава гребенчатой текстуры, секущих в разных направлениях все ранее образованные жилы.

Приведенные данные позволяют отнести Чадакское месторождение к адуляр-карбонат-кварц-золоторудной формации.

Таблица 17

Встречаемость золота в главных минералах жилы

Рудопроявление	Число шлифов	Процент встречаемости вростков золота в							
		пирите	кварце	адуляре	карбонате	барите	флюорите	хлорите	гематите
№ 2	100	3,25	60	10	7	5	3	2	10
№ 1	60	0,2	67	5	10	5	—	5	8

Минерализация этого типа проявляется в виде самостоятельных жил и накладывается на более ранние жилы, особенно на кварц-гематитовые, самые близкие по времени проявления к золоторудной минерализации, и на жилы скарнового состава и их разложившиеся разности.

История формирования золотоносных кварцевых жил Чадака очень сложная и запутанная в связи с многоэтапностью и многостадий-

Таблица 18

Распределение золота по весу и крупности выделений в рудах

Количество проб	Рудопроявление	Вес. % золота по крупности				Вес. % золота, связанного с пиритом	% извлечения золота в шлихи
		Крупное — 3—1 *мм*	Мелкое — 0,2—1 *мм*	Весьма мелкое — 0,5—0,2 *мм*	Пылевидное — <0,05 *мм*		
24	№ 1	0,10	0,62	0,98	98,30	—	1,72
18	№ 2	0,00	0,53	0,42	95,80	3,25	2,58

ностью его формирования и частым совмещением в пространстве различных стадий минерализации.

На рис. 36 показаны схема последовательности образования минералов месторождения, их парагенетические ассоциации и соответствующие им этапы и стадии формирования.

Наблюдения в Чадаке и за его пределами показали, что минерализации отдельных стадий и этапов образуют как пространственно обособленные тела, так и тела с совмещенной минерализацией. Это и послужило основой для их выделения.

Отмечается избирательное распределение рудной минерализации в жилах разного состава.

Так, кальцитовые жилы безрудны. В скарново-кальцитовых проявляется рассеянная убогая шеелитовая минерализация, в кварц-кальцитовых с реликтовой скарновой минерализацией, образовавшихся за счет разложения жил второго типа, размещается убогая свинцово-цинковая

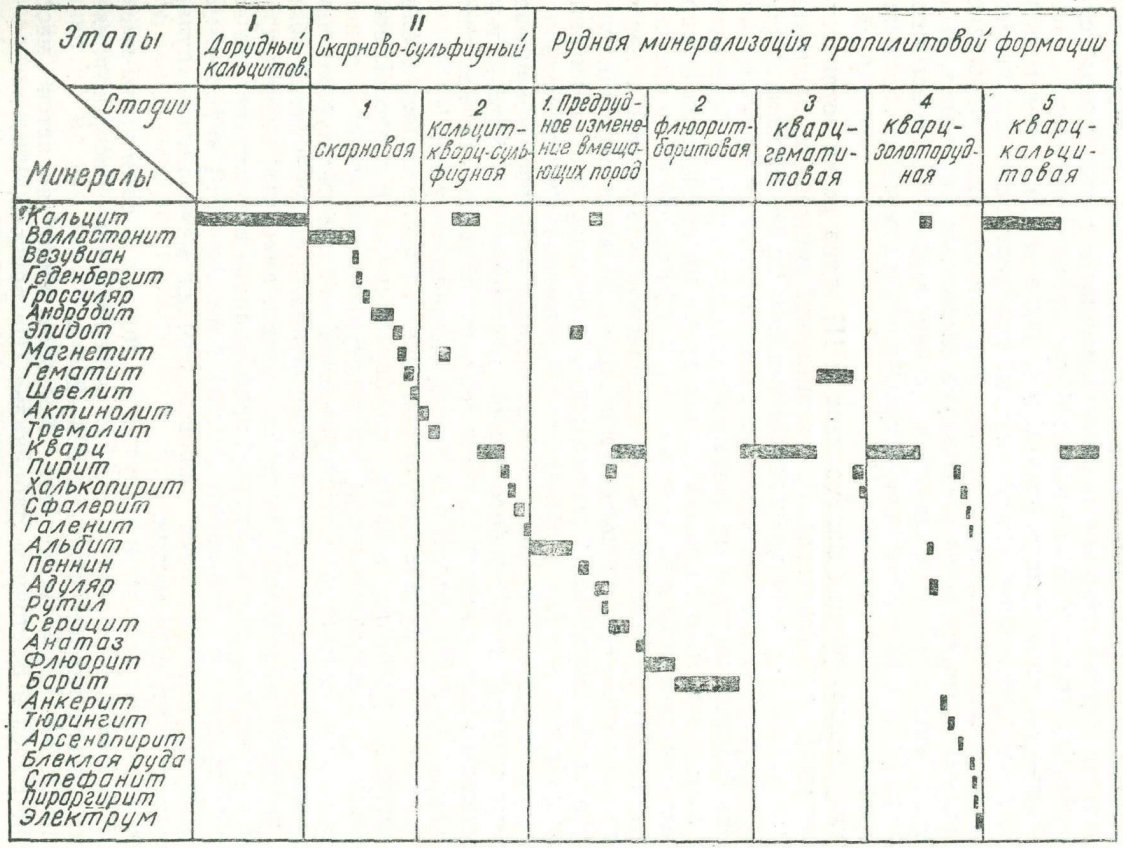


Рис. 36. Схема последовательности минералообразования и количественные соотношения минералов золоторудного месторождения Чадак.

минерализация а в жилах кварц-карбонат-хлорит-адулярового состава — золотая.

Крупные месторождения обычно приурочены к хорошо проработанным и длительное время подвижным зонам и в связи с этим несущим пространственно совмещенную минерализацию многих этапов и стадий.

В Чадаке четко проявились 3 этапа формирования жил: I — дорудный (кальцитовый), II — скарново-сульфидный, III — рудный.

С I этапом связано образование кальцитовых жил. Возможно, они представляют перекристаллизованные ксенолиты среднепалеозойских известняков. Залегают в относительно более древних породах.

II этап — скарново-сульфидный. С ним связаны две стадии минерализации. В первую стадию имело место скарнирование кальцитовых жил, сопровождаемое весьма рассеянной шеелитовой минерализацией, во вторую стадию произошло разложение скарновых минералов, выразившееся в замещении их кальцитом и кварцем, редко серпентином, тальком, амфиболами и в отложении сульфидов, в том числе галенита и сфалерита.

Последующая рудная минерализация III этапа резко отличается от предыдущей парагенетической ассоциацией минералов, преимущественным отложением их в трещинах и пустотах при подчиненной роли метасоматических процессов, своеобразным характером околорудного изменения боковых пород и некоторыми геохимическими особенностями рудных минералов. Минерализация этого этапа многостадийна и широко проявилась не только в Чадаке, но и во всем Кураминском хребте.

В Чадакском рудном поле четко выделяется пять стадий, с первой из них связано изменение вмещающих пород на больших площадях типа пропилитизации, постепенно переходящей в околорудные измененные разности пород: серицитизированные, окварцованные и хлоритизированные. Все последующие стадии минерализации — флюорит-баритовая, кварц-гематитовая, кварц-золоторудная и послерудная кварц-кальцитовая описаны выше, с каждой из них связано образование как самостоятельных жил и прожилков, так и жил сложного состава.

Чадакское золоторудное месторождение сформировалось в близповерхностных условиях в связи с субвулканической деятельностью. Геологические, минералогические и текстурно-структурные данные характерны для золоторудных месторождений небольшой глубины: пропилитизация вмещающих пород со всеми фациями, пластинчатый облик многих жильных минералов (кальцит, кварц, анкерит), низкая пробность золота, отвечающая электруму, преобладание в рудах серебра над золотом (в среднем на рудопроявлении № 1 Au: Ag=1 : 1 и №2—1 : 2), низкотемпературный комплекс сопровождающих минералов — адуляр, анкерит, тюрингит, сульфосоли.

Рудные жилы залегают в эффузивных толщах, а сами жилы имеют сложный ветвящийся характер. Рудная минерализация распространяется на небольшую глубину порядка 200—250 *м*.

Близким аналогом Чадакского месторождения является месторождение Балей в Восточном Забайкалье (Петровская, 1961).

ФОРМАЦИИ ЗОЛОТА, ОБРАЗОВАВШИЕСЯ В УСЛОВИЯХ ПЕРЕХОДНЫХ И ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ГЛУБИН

КВАРЦ-ПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ (ЭЛЕКТРУМ) И КВАРЦ-ПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИИ

(Алмалыкское рудное поле)

УДК 553.41

В пределах Алмалыкского рудного района равиты две золотосодержащие формации (кварц-серицит-молибденит-халькопиритовая — Кальмакыр, Дальнее и колчеданно-полиметаллическая — Центральный

разлом Кургашинкана) и две золоторудные ([Кв-Пи-Ац] — Сартабуткан, Актурпак и др. и [Кв- (Пи)-Эл] в андезитах — Каульды 2, Бичанзор, Илск и др.). Последние две обнаружены в основном в пределах Алмалыкского рудного поля.

Золотосодержащие формации описаны в работах А. В. Королева (1941, 1948, 1959), С. Т. Бадалова (1961, 1965), Р. А. Мусина (1960), Т. З. Закирова (1958, 1960), В. Ф. Викторова (1964), И. М. Голованова и Р. А. Мусина (1966).

Золото в Алмалыке известно с IX—X вв., о чем свидетельствуют многочисленные древние выработки (Массон, 1935). Золоторудные и золотосодержащие месторождения Алмалыка, начиная с 30 г., исследовались очень многими геологами. Поиски и разведку проводили Г. Г. Гудалин, О. А. Гвоздицкий, Ф. С. Байбеков, К. Л. Бабаев, Н. А. Яковлева, В. А. Бечина, А. Г. Хваловский, Н. Б. Вольфсон, М. А. Батенев, Ю. А. Аверин, Н. И. Дабижа; отдельные месторождения и весь район в целом изучали А. В. Королев, З. А. Королева, А. Б. Баталов, С. Т. Бадалов, А. К. Касымов, Р. П. Бадалова, Р. А. Мусин, М. С. Кучукова, З. В. Алехина, Е. Б. Ачкасова, Е. З. Мещанинов, Г. С. Оводкова и др.

Геология Алмалыкского рудного поля

УДК 553.41+553.291

Алмалыкское рудное поле с севера ограничивается предполагаемым Ангренским разломом (закрыт наносами р. Ангрен), с юга — Баштовакским разломом, с запада и востока — долинами рек Каракия и Ургаз.

В геологическом строении Алмалыкского рудного поля участвует сложный и разновозрастный комплекс осадочных, эффузивных и особенно интрузивных пород. Для рудного поля, как и в целом для Алмалыкского района, характерны блоковая структура и широкое развитие гидротермально измененных пород (рис. 37). До сих пор нет единого представления о стратиграфии, магматизме и постмагматическом оруденении района.

На рис. 38, построенном по методике ВСЕГЕИ (Шаталов, 1964), отражены наиболее распространенные представления об особенностях осадконакопления и магматизма Алмалыкского района, а также показано размещение золоторудных проявлений в структурных ярусах. Район сложен породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Отложения нижнего палеозоя представлены метаморфическими сланцами ордовика — силура. К среднему палеозою относятся нижнедевонские эффузивы, образованные горизонтами андезитовых порфиритов, кварцевых порфиров и андезито-дацитовых порфиров и терригенно-карбонатными отложениями среднего девона — нижнего карбона. Последние подразделяются на ряд ярусов, в пределах которых выделены горизонты. К верхнему палеозою относятся широко распространенные в районе осадочно-вулканогенные породы карбона и нижней перми, разделяемые на 4 свиты: минбулакскую, акчинскую, надакскую (?) и шурабсайскую (?). Шурабсайская свита выделена в последние годы В. Ф. Викторовым, им же установлены субэффузивные тела всех вышеперечисленных свит, а также высказано мнение о наличии в районе субвулканических образований оясайской и равашской свит.

Интрузивные образования занимают около 70% площади района. По представлениям Н. П. Васильковского (1952), на территории района

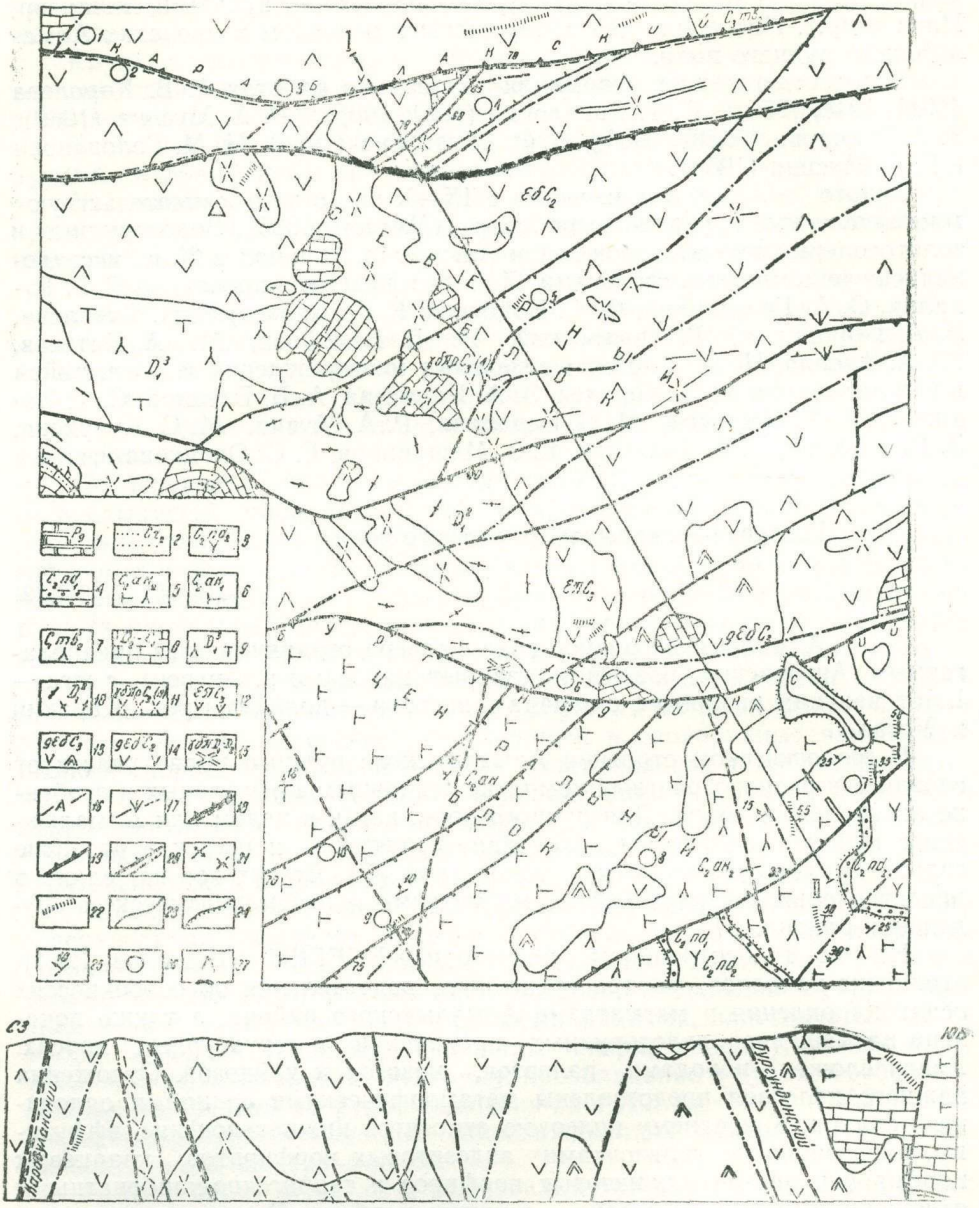


Рис. 37. Схематическая геологическая карта Алмалыкского рудного поля (по материалам Алмалыкской ГРЭ).

1—известняки Pg, *2*· пески и песчаники (Cr_2); *3*—дацитовые порфиры и их туфы верхней подсвиты надакской свиты (C_3nd_2); *4*—конгломераты нижней подсвиты надакской свиты (C_3nd_1); *5*—андезито-дацитовые порфиры и их туфы средней подсвиты акчинской свиты (C_2ak_2); *6*—андезитовые порфириты нижней подсвиты акчинской свиты (C_2ak_1); *1*—андезитовые порфириты верхней подсвиты минбулакской свиты ($C_{1-2}^{mb_2}$); 8—карбонатные отложения (D_2-C_1); *9*—туфы андезито-дацитовых порфиров (D_1^3); *10*—кварцевые порфиры (D_1^2); *11*—гранодиорит-порфиры Алмалыкского типа ($\gamma\delta\pi pC_3$); *12*—сиенит-порфиры ($\varepsilon\pi C_2$); *13*—кварцевые порфировидные сиенито-диориты; *14*—сиенито-диориты Алмалыкского типа; *15*—„серые" гранодиорит-порфиры; 16—дайки диоритовых порфиритов; *17*—лампрофиры; 18—разломы герцинского возраста (рудоконтролирующие), обновленные в альпийское время; *19*—разломы герцинского возраста (рудоконтролирующие); *20*—разломы герцинского возраста (рудовмещающие); *21*—оси антиклиналей и синклиналей; *22*—кварцевые жилы; *23*—стратиграфические согласия и активная интрузивная граница; *24*—несогласная граница между стратиграфическими горизонтами и трансгрессивное налегание осадочно-эффузивных пород на интрузивные; *25*—элементы залегания; *26*—рудопроявления золота: *1*—Сартабуткан, 2—Восточная жила, *3*—Гольдураи, *4*—Актурпак, *5*—развилка, *6*—Нижнекаульдинское, *6*—Каульды II, *8*—Каульды III, *9*—Бичанзор, *10*—Илон; *27*—медно-молибденовое месторождение.

развиты комплексы каледонского, ранневарисского и поздневарисского тектоно-магматических циклов. По мнению Ф. Ш. Раджабова (1958, 1964), имеются только каледонский и герцинский циклы, а в последнем тектоно-магматическом цикле выделяются этапы: добатолитовый, батолитовый и малых порфировых интрузий. Петрографический состав слагающих комплексы пород, а также их возрастные взаимоотношения отображены на рис. 38. Х. М. Абдуллаев, Ф. Ш. Раджабов, В. А. Арапов, Т. Н. Далимов и др. развивают представление о синхронности вулканизма и интрузивной деятельности в Чаткало-Кураминском районе, т. е. о наличии вулкано-плутонических формаций. Дайки распространены очень широко, особенно гранодиорит-порфиров, лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфиритов.

Заканчивая краткую характеристику стратиграфии и магматизма, необходимо отметить наиболее существенные расхождения во взглядах исследователей, изучавших Алмалыкский район.

Кварцевые порфиры, очень часто вмещающие золотое и медное оруденение, И. Б. Федорова и др. считают эффузивными, а Ж. Н. Кузнецов — интрузивными.

Противоречивы данные о возрасте гранодиорит-порфиров Алмалыкского типа. И. Б. Федорова, В. Ф. Викторов и др. относят их к наиболее молодым малым интрузиям, Ж. Н. Кузнецов параллелизует с гушсайскими (P_1) гранодиорит-порфирами, а В. И. Айзенштат (1966), опираясь на данные определений абсолютного возраста (260 млн. лет),— с куюндинскими и относит к пермскому вулкано-плутоническому комплексу. В. А. Арапов и Е. М. Головин (1963), опираясь на данные определений абсолютного возраста и отсутствие фактов, указывающих на прорывание ими акчинских эффузивов, считают их среднекарбоновыми образованиями. Далее одни и те же эффузивы (например туфы дацитовых порфиров) Ж. Н. Кузнецов считает надакскими, В. Ф. Викторов — шурабсайскими, а В. А. Арапов, по нашему мнению правильно, ставит под сомнение наличие надакской свиты и приводит ряд доводов в пользу их акчинского возраста.

Основной структурой Кураминского хребта, на северных склонах которого находится описываемое рудное поле, является Кураминский антиклинорий (Королев, 1941; Аделунг, 1958).

Тектоническое строение поля сложное. Складчатые и разрывные структуры Алмалыкского рудного поля формировались в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза, в каждом из которых выделяется несколько фаз складчатости.

Алмалыкское рудное поле, по представлениям М. А. Ахмеджанова, Р. А. Мусина и др. (1963), расположено в пределах северного крыла Северо-Карамазарского брахиантиклинория, являющегося структурой III порядка и имеющего широтное простирание. Северо-Карамазарский брахиантиклинорий рассматривается как структура, развивавшаяся в герцинское время (в предакчинскую фазу) на месте Кураминского антиклинория и осложненная в последующие фазы герцинского тектогенеза складками более мелких порядков (IV, V, VI и т. д.) северо-западного меридионального и широтного простирания.

Алмалыкское рудное поле характеризуется широким распространением различных по величине и возрасту разрывных нарушений. Здесь выделяются наиболее древние доакчинские продольные разломы III порядка — Бургундинский; IV — Карабулакский, Северо-Каратагский, Колбулакский; V — Кварцевый и VI — Кальмакырский. К поперечным в основном более молодым разломам IV порядка, возникшим после консолидации района, относится Мисканский сбросо-сдвиг, V — Западно-

Каратагский, Центральный и др., выделяются также разломы VI и более мелких порядков. Некоторые из них, заложенные в герцинское время, обновились в альпийское. Разломами III и IV порядков рудное поле разбивается на крупные блоки (Северный, Центральный, Южный и Юго-Восточный).

В последние годы И. Б. Федорова и Н. Б. Вольфсон развили представления А. В. Королева (1941) о наличии в районе глубинных разломов северо-западного простирания, контролирующих размещение магматических пород (штоков гранодиорит-порфиров) и продуктов постмагматического процесса (гидротермально измененных пород и оруденения).

Роль основных рудоконтролирующих структур в районе, по-видимому, играли Карабулакский и Бургундинский разломы.

Карабулакский левый взбросо-сдвиг имеет длину около 21 *км* с падением на север под углами 70—80°. Мощность его колеблется в пределах 80—150 *м* на западе и уменьшается к востоку до 5—10 *м*. Горизонтальная амплитуда по разлому около 1 *км*, а вертикальная — 50—100 *м*, заложен он в герцинское время, обновлен в альпийское.

Бургундинский сброс имеет длину более 35 *км*, падает к югу (40—65—70°). В западной части он представлен зоной дробления мощностью до 10 *м*, а в восточной — несколькими тектоническими швами с глинкой трения мощностью до 0,5 *м*. Вертикальная амплитуда по разлому 300—800 *м* с затуханием к востоку.

Описываемые ниже золоторудные проявления размещаются в основном в Северном и Центральном блоках. В обоих блоках рудовмещающими структурами являются разломы V и более мелких порядков. Они имеют преимущественно северо-восточное, реже субширотное и близмеридиональное простирание. Среди северо-восточных преобладают разломы северо-западного, реже юго-восточного падения. Углы падения обычно крутые (70—85°), но отмечаются рудовмещающие структуры и с более пологим падением (40—55°). Мощность разломов колеблется от 1 *м* до 10—12; протяженность их достигает 2 *км* и более. Между сближенными разломами, сопровождаемыми многочисленными трещинами оперения, вмещающие породы часто интенсивно изменены (окварцованы, серицитизированы, пиритизированы). Мощность зон изменений, контролируемых этими разломами, достигает 150—200 *м*. Размещенные в рудовмещающих структурах жилы имеют обычно линзообразную форму, протяженность их колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров, мощность — от десятков сантиметров до 20 *м*. Преобладают жилы, протяженность которых не превышает 100 *м*. Существенная роль в размещении золотого оруденения принадлежит поперечным (по отношению к основным рудовмещающим) разломам.

Северный блок расположен к северу от Бургундинского разлома. Он сложен преимущественно породами первого структурного этажа и нижнего структурного яруса второго этажа (рис. 39).

I структурный этаж представлен ордовик-силурийскими сланцами, филлитами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками, кварцитами и каледонскими биотитовыми и инъекционными гранитами и аляскитами. Выше залегают андезитовые порфириты ($Д_1^1$), кварцевые порфиры и их туфы ($Д_1^2$), туфы андезито-дацитовых порфиров ($Д_1^3$) с их субвулканическими аналогами (гранодиорит-порфиры, кварцевые монцониты).

Нижний структурный ярус второго структурного этажа представлен

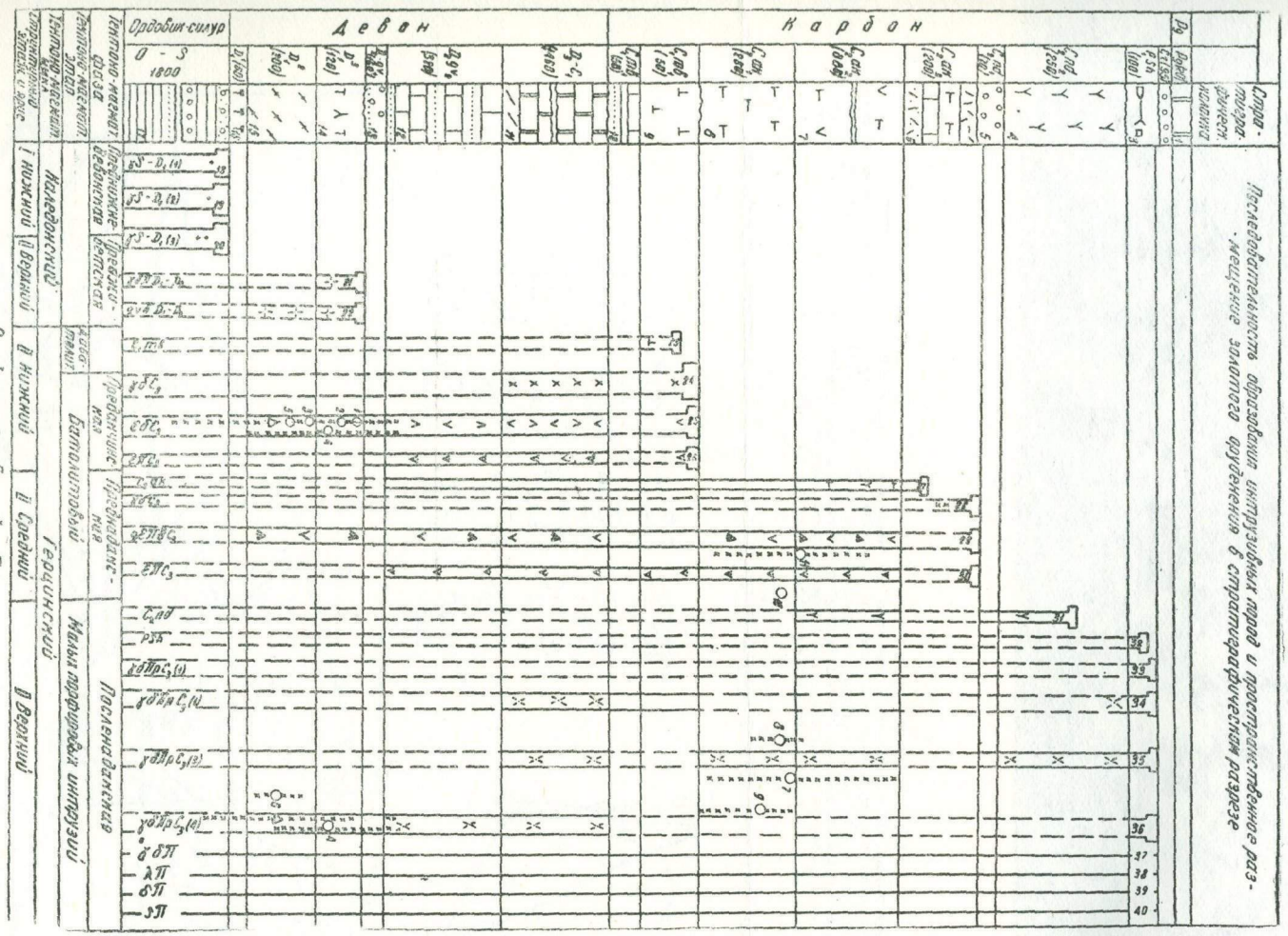


Рис. 38. Схема осадконакопления, магматизма и структурного размещения золотого оруденения в Алмалыкском рудном поле. Осадочные и эффузивные породы.

А. Стратиграфическая колонка. III—структурный этаж:

1—известняки палеогена (Pg), 2—пески, песчаники мела (Cr_3); II структурный этаж: верхний ярус: *3*—конгломераты и андезито-дацитовые порфиры шурабсайской свиты (P_1Sh); средний ярус: дацитовые порфиры и их туфы надакской свиты (C_2nd); *5*—конгломераты надакской свиты (C_2nd); *6*—известняки, туфопесчаники, туфолавы андезитовых порфиритов акчинской свиты (C_2ak_3); *7*—андезито—дацитовые порфиры и их туфы акчинской свиты (C_2ak_2); *8*—андезитовые порфириты и их туфы акчинской свиты (C_2ak_1); нижний ярус: *9*—андезитовые порфириты минбулакской свиты (C_1mb_1); *10*—известняки, мергели, туфо-песчаники минбулакской свиты (C_1mb_1); *11*—мергели, известняки и доломиты верхнего девона-нижнего карбона (D_3-C_1); *12*—известняки и песчаники живетского яруса (D_2qv_3); *13*—песчаники и конгломераты живетского яруса (D_2); I структурный этаж: верхний ярус; *14*—андезито-дацитовые порфиры $\left(D^3_1\right)$; *15*—кварцевые порфиры $\left(D^2_1\right)$; *16*—андезитовые порфиры $\left(D^1_1\right)$; нижний ярус: *17*—алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, гравеллиты ордовика—силура (O—S);

Б. Магматизм. Каледонский цикл. а) Преднижнедевонская фаза складчатости:

18—биотитовые граниты (γ_1S-D_1O); *19*—инъекционные граниты ($\gamma_1S-D_1(2)$); *20*—аляскиты ($\gamma S'D_1O$), б) Предживетская фаза складчатости; *21*—„серые„ гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi D_1-Dr$); *22*—кварцевые монцониты Каратагата ($q\nu\delta D_1-D_2$). Герцинский цикл: добатолитовый этап: *23*—порфириты жерловой фации минбулакской свиты (C_1mb); Батолитовый этап; в) Предакчинская фаза складчатости: *24*—гранодиориты карамазарского типа ($\gamma\delta C_2$); *25*—сиенито-диориты алмалыкского типа ($\varepsilon\delta C_2$); *26*—сиенит-порфиры ($\varepsilon\pi C_2$); г) Преднадакская фаза складчатости: *27*—андезито-дацитовые порфиры жерловой фации акчинской свиты (C_2ak), *28*—гранодиориты кызылсайского типа ($\gamma\delta C_3$), *29*—кварцевые порфировидные сиенито-диориты (γSC_3); *30*—сиенит-порфиры и фельзит-порфиры ($q\varepsilon SC_3$): Этап малых порфировых интрузий: *31*—дацитовые порфиры жерловой фации надакской свиты (C_2nd); *32*—андезито-дацитовые порфиры жерловой фации; *33*—гранодиорит-порфиры куюндинского типа ($\gamma S\pi pC_3$ (1)); *34*—гранодиорит-порфиры Сарычеку ($\gamma S'\pi pC_3$ (2)); *35*—гранодиорит-порфиры гушсайского типа ($\gamma_1S'\pi pC_3$ (3)); *36*—гранодиорит-порфиры алмалыкского типа ($\gamma_1S\pi pC_3$ (4)); Пермские дайки: 37—гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi$); *38*—лампрофиров ($\lambda\pi$); *39*—диоритовых порфиритов ($S\pi$); *40*—диабазовых порфиритов ($S\pi$). I—золоторудные проявления и их номера (см. рис. 1); II—золотосодержащее медно-молибденовое месторождение; III—вертикальный размах оруденения (для наиболее изученных рудопроявлений).

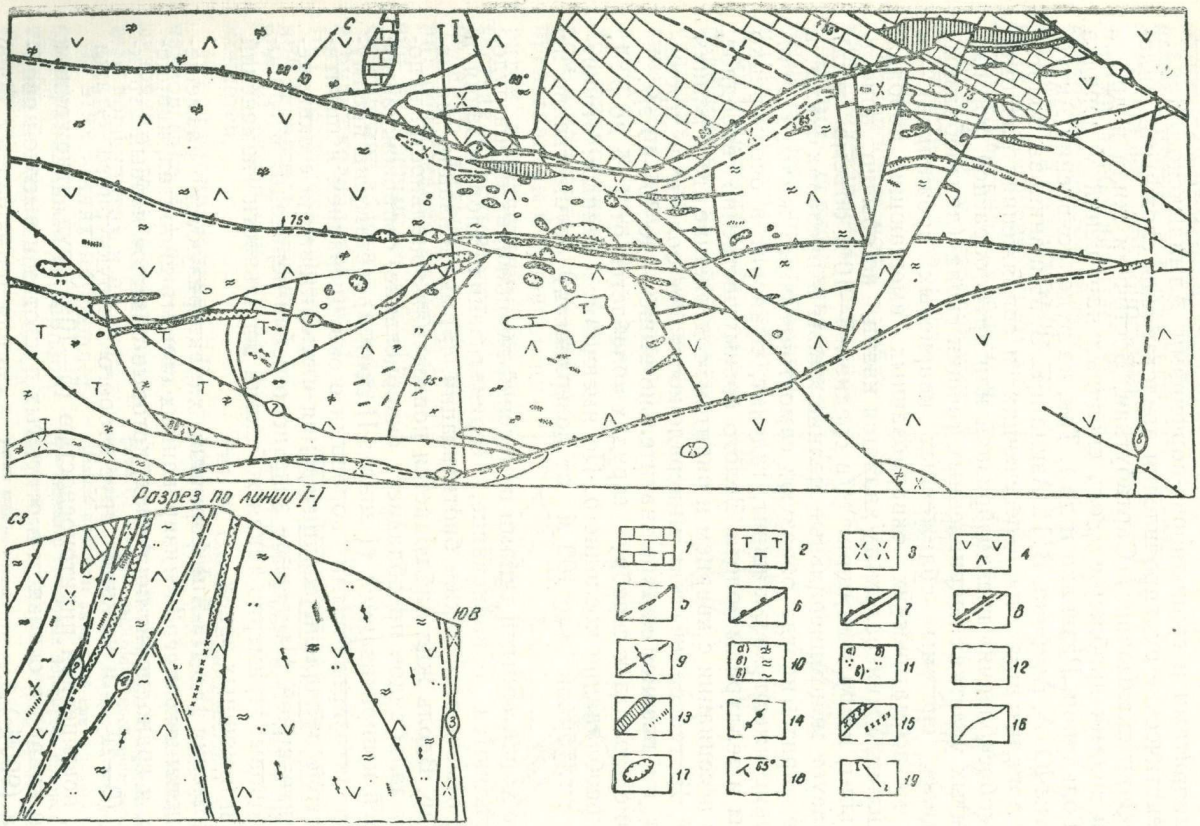


Рис. 39. Схема геологического строения рудопроявления Актурпак (Е. З. Мещанинов, Ю. А. Аверин, В. Н. Азин, 1965).

1—известняки D_2; *2*—андезито-дацитовые порфиры (D_1); *3*—гранодиорит-порфиры алмалыкского типа ($\gamma\delta\pi pC_3$), *4*—сиениты и сиенито-диориты $C_2\varepsilon\delta C_2$, *5*—разломы послерудные; *6*—разломы дорудные; *7*—разломы дорудные, обновленные в послерудное время; *8*—разломы дорудные, многократно обновленные: 1) Карабулакский, 2) Контактовый, 3) Лимонитовый, 4) Центральный, 5) Северный; *9*—ось синклинали; *10*—серицитизация (*а*—сильная, *б*—средняя, *в*—слабая); *11*—окварцевание (*а*—сильное, *б*—среднее, *в*—слабое); Жилы и прожилки: *12*—кварца I генерации, *13*—кварца II генерации; *14*—кварца III генерации; *15*—кварца IV генерации; *16*—контакты пород; *17*—древние выработки; *18*—элементы залегания; *19*—линия геологического разреза.

внизу осадочной толщей девон-нижнекарбоновых ($Д_2$—$С_1$) известняков и доломитов, подстилаемых повсеместно базальными конгломератами и песчаниками; вверху — эффузивами (андезитовые порфириты) верхней подсвиты минбулакской свиты и интрузиями сиенито-диоритов Алмалыкского типа ($\varepsilon\,\delta\,С_2$).

Все описанные выше породы прорваны мелкозернистыми кварцевыми сиенито-диоритами и гранодиорит-порфирами Алмалыкского типа.

Морфогенетические рудопроявления представлены сложными жилами вдоль трещин скалывания (Сартабуткан, Восточная жила и др.) и рудоносными зонами дробления вдоль сколовых нарушений V порядка (Актурпак, Гольдуран, Развилка и др.). Так, на рудопроявлении Актурпак, по данным Ю. А. Аверина, В. И. Азина и Е. З. Мещанинова, золотое оруденение локализуется на пересечениях и сопряжениях разломов (кварцевые «обособления» гнездообразной или трубообразной формы), а в приоткрытых участках искривленных трещин скола (линзообразные кварцевые жилы, системы сближенных кварцевых прожилков) — в интенсивно метасоматических окварцованных вмещающих породах. Основным жильным минералом их является кварц, но обычно присутствует и кальцит, из рудных пирит (в среднем 5—10% объема жил) местами образует мономинеральные мелкие линзы в пределах жилы, а более ранние пириты иногда образуют самостоятельные жилы. Подчиненное значение имеют халькопирит, галенит, сфалерит и очень редко блеклые руды и теллуриды золота. Золото преимущественно свободное, в основном в ассоциации с кварцем и пиритом, содержание его в раннем кварце (I, II, Ш генераций) как минерале-носителе золота не превышает 1—2 *г/т*, а в позднем кварце значительно выше — до 30—40 *г/т*.

Отношение золота к серебру в рудах колеблется от 1 : 5 до 5 : 1, характерно преобладание последнего. По имеющимся данным, отношение Au : Ag с глубиной (до 100 *м* от поверхности) существенно не меняется.

Наиболее характерными типами изменений вмещающих пород рудоносных зон являются окварцевание, серицитизация, хлоритизация и пиритизация, отмечаются также биотитизация, турмалинизация, магнетитизация и др. Вдоль жил наблюдается поперечная зональность: непосредственно у зальбандов преобладает окварцевание, сопровождаемое серицитизацией и пиритизацией (I зона); II зона представлена преимущественно серицитизированными породами с окварцеванием и пиритизацией; в III зоне проявлены серицитизация и хлоритизация с окварцеванием и пиритизацией. Последняя зона постепенно переходит в слабоизмененные породы. Примерно такая же схема зональности изменений наблюдается и в мощных зонах.

Рудопроявления [Кв-Пи-Au] формации характеризуются размещением в окварцованных и серицитизированных сиенито-диоритах, кварцевых-порфирах и гранодиорит-порфирах, которые слагают первый структурный этаж (0—$Д_2^1$) и нижний ярус второго структурного этажа ($Д_2^2$—$С_1$—$_2$), повышенной пиритоносностью (5—10%) руд, отложением золоторудного кварца в основном в открытых пустотах и высокой пробностью золота (900‰).

Центральный блок расположен между Бургундинским разломом на севере и Мисканским на юге. Опущен относительно Северного на 50—800 *м* и относительно Южного на 200—500 *м*. Представляет собой грабен-синклинальную структуру, выполненную эффузивно-осадочными образованиями акчинской и минбулакской свит, слагающих средний структурный ярус II структурного этажа. Золоторудные про-

явления [Кв-(Пи)-Эл] формации размещаются здесь среди площадно пропилитизированных андезитовых порфиритов, андезито-дацитовых порфиров и туфов дацитовых порфиров акчинской свиты. Рудопроявления на Бичанзоре и Булаке представлены простыми и сложными жилами, а в Каульды II и Илоне — рудоносными зонами дробления (рис. 40), контролируемыми разломами пятого и более мелких порядков. Сложены жилы метасоматическим кварцем и халцедоном с небольшими количествами кальцита и адуляра.

Рудоносные зоны дробления представлены окварцованными, серицитизированными и каолинизированными андезитовыми порфиритами и андезито-дацитовыми порфирами; на отдельных участках они выполнены линзообразными жилами, линзами и гнездами халцедоновидного кварца с адуляром и кальцитом. Сульфиды представлены в основном пиритом, в подчиненных количествах присутствуют халькопирит, галенит и сфалерит, содержание пирита обычно не превышает 0,5—1%. Отношение золота к серебру в рудах колеблется от 1:1 до 10:1, характерно преобладание первого. С глубиной (до 200 *м*) отношение Au:Ag не меняется.

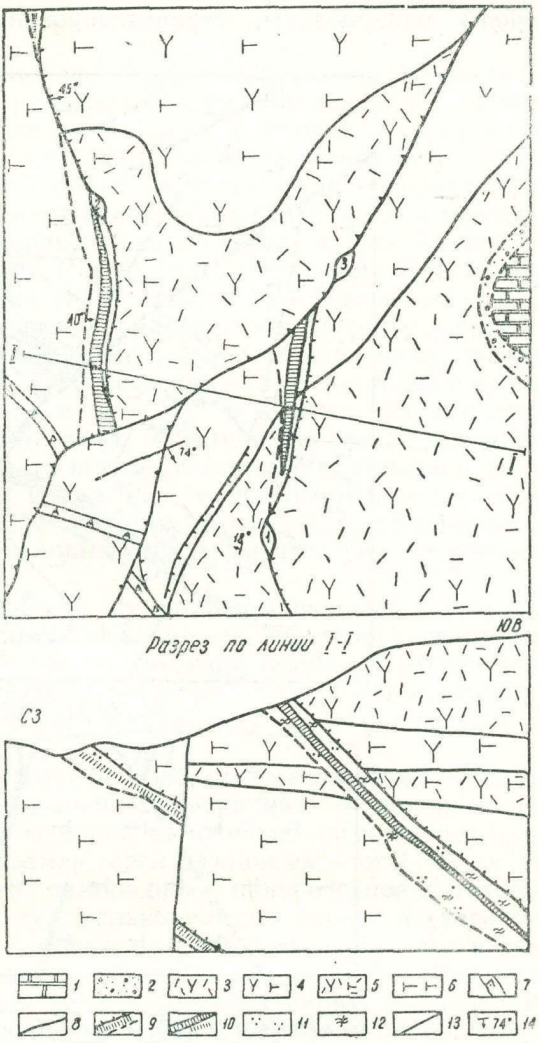


Рис. 40. Схема геологического строения рудопроявления Каульды II (Е. З. Мещанинов, Л. В. Гончаров, 1965).

1—известняки палеогена (Pg); *2*—песчаники и конгломераты С; *3*—туфы дацитовых порфиров верхней подсвиты надакской свиты C_2; *4*—андезито-дацитовые порфиры средней подсвиты акчинской свиты (пачка II) $C_2ак_2^2$; *5*—туфы андезито-дацитовых порфиров средней подсвиты акчинской свиты (I пачка) $C_2ак_2^1$; *6*—андезитовые порфириты нижней подсвиты акчинской свиты $C_2ак_1$; *7*—дайка диоритового порфирита; *8*—послерудные и обновленные разломы; *9*—дорудные разломы; *10*—кварцевые жилы и прожилки; *11*—окварцевание сильное и среднее; *12*—серицитизация сильная и средняя; *13*—контакты пород; *14*—элементы залегания.

На рудопроявлении Бичанзор (рис. 41) жилы локализованы только в андезитовых порфиритах и их туфах.

В этих жилах наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность. С глубиной уменьшается количество кварца и увеличивается количество кальцита, появляются гранат, пироксен, волластонит. По простиранию на флангах в кварц-кальцитовых жилах появляются в больших количествах (за счет уменьшения кварца) волластонит и таумасит.

Текстуры жил золотоносного кварца массивные, брекчивые и, что весьма характерно, метаколлоидные, структуры — аллотриоморфнозернистые и криптозернистые. Непосредственно вдоль жил вмещающие породы окварцованы, серицитизированы и каолинизированы. Вдоль

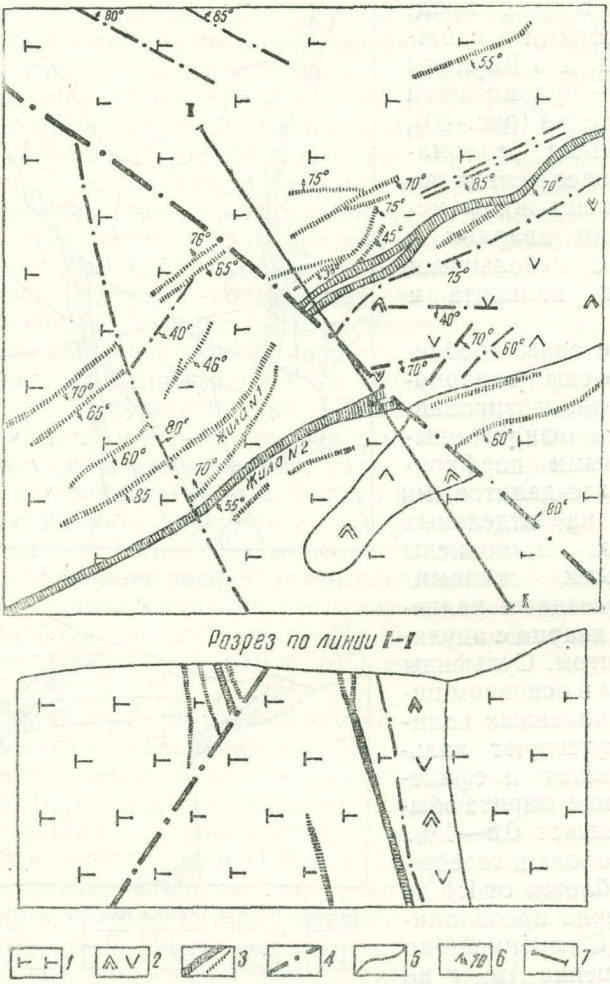


Рис. 41. Схема геологического строения рудопроявления Бичанзор (Е. З. Мещанинов, Л. В. Гончаров, 1967).

1—андезитовые порфириты первой подсвиты акчинской свиты C_3ak_1; *2*—кварцевые порфировидные сиенито-диориты; *3*—кварцевые жилы; *4*—разрывные нарушения; *5*—контакты горных пород; *6*—элементы залегания; *7*—линия геологического разреза.

отдельных простых и сложных жил мощность зон интенсивных изменений не превышает 1—2 *м*, тогда как в рудоносных зонах дробления она достигает 20 *м* и более.

Золоторудная минерализация Центрального блока представлена рудопроявлениями метасоматической кварцево-золоторудной формации, которые размещаются среди пропилитизированных пород андезит-дацитового состава, характеризуются убогой сульфидностью (пирит), преобладанием в жилах метасоматического кварца и сравнительно низкой пробностью (700—750) золота.

Минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений и рудопроявлений Алмалыка

УДК 553.41 : 549.905.3

В Алмалыкском рудном районе золото широко распространено и связано со всеми этапами рудообразования (Бадалов, 1954—1966). В примерном возрастном порядке от наиболее ранних к поздним здесь отмечаются следующие парагенетические комплексы минералов с золотом: 1) в кварцево-пиритовых жилах с магнетитом (Кальмакыр); 2) в кварцево-молибденитовых прожилках с халькопиритом и пиритом (Кальмакыр); 3) в кварц-ангидрит-халькопиритовых жилах и прожилках, приурочено к халькопириту (Кальмакыр, Дальнее); 4) в кварц-гематитовых жилах и прожилках (Кальмакыр); 5) в массивных галенит-сфалерит-халькопиритовых жилах, приурочено к галениту и частично к халькопириту (Кургашинкан); 6) в кварцево-пиритовых жилах (Сартабуткан, Накпай и др.), 7) собственно кварцево-золоторудные жилы (Сартабуткан, Актурпак и др.); 8) в галенит-сфалеритовых прожилках с гельвином (Кургашинкан); 9) в медно-колчеданных телах с блеклой рудой (Центральный разлом Кургашинкана, отдельные тела Актурпака); 10) в кальцитовых прожилках с галенитом и сфалеритом (Кургашинкан); 11) в кварцево-хлоритовых прожилках (Балыкты) и 12) в кварцево-халцедоново-опаловых телах почти без сульфидов (Каульды, Бичанзор и др.).

Перечисленные парагенетические ассоциации минералов с золотом относятся к медно-молибденовому (Кальмакыр, Дальнее), свинцово-цинковому (Кургашинкан), собственно золоторудному (Сартабуткан, Актурпак, Бичанзор и др.) с медно-колчеданной стадией (Центральный разлом Кургашинкана и др.) и редкометальному (Кургашинкан) этапам рудообразования в районе.

В Алмалыке выделяются следующие формы нахождения золота: а) самородное золото в кварце различных генераций — от высокотемпературных кварцево-молибденитовых жил до наиболее низкотемпературных халцедон-опаловых тел. Размер зерен различный — от 1—2 *мм* до субмикроскопических; б) золото самородное, приуроченное к рудным минералам — магнетиту, гематиту, халькопириту, пириту и галениту. Золотины, как правило, очень мелкие — 0,00X *мм*, реже достигают 0,1—0,2 *мм* и в) теллуриды золота — минералы из группы сильванит-креннерит-калаверита. Они чаще всего тяготеют к пириту и халькопириту в Кальмакырском месторождении (27) и к блеклой руде на Кургашинкане. Впервые на приуроченность золота к халькопиритам в Алмалыке указывали З. А. Королева (1935) и А. В. Королев (1948). В то же время в одном из наиболее поздних этапов — в собственно золоторудном — золото в самородном состоянии отлагается после сульфидных минералов, а в виде теллуридов — в позднейшей сульфосоли — блеклой руде.

В составе рудных тел различных формаций, содержащих золото, отмечаются следующие наиболее характерные парагенетические ассоциации минералов (в примерном возрастном порядке):

1) медно-молибденовая: рудные — пирит, халькопирит, молибденит, золото самородное и теллуриды золота; нерудные — кварц, ангидрит, кальцит, цеолиты;

2) полиметаллическая: рудные — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, блеклые руды, золото; нерудные — кальцит, кварц;

3) золоторудная: I стадия: рудные — пирит, сфалерит, галенит, золото; нерудные — кварц, халцедон, опал, кальцит. Золото приурочено главным образом к кварцу; II стадия: рудные — пирит (более 90%), халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, золото самородное и теллуриды золота; нерудные — кварц, халцедон. Золото в виде теллуридов тяготеет к блеклым рудам, а самородное — к кварцу;

4) редкометальная: рудные — сфалерит, галенит, гельвин, золото; нерудные — кварц, халцедон, кальцит.

В распределении золота в месторождениях района важнейшую роль играют резко преобладающие рудные минералы, которые чаще всего и являются носителями большинства элементов-примесей, в том числе золота. В связи с этим геохимия золота в сульфидных месторождениях нередко определяется его минералом-носителем, содержащим иногда основную массу золота, приуроченного к рудным минералам. Таким универсальным минералом-носителем многих редких элементов и золота в медно-молибденовом месторождении Кальмакыр является пирит (Бадалов, 1965). Кроме пирита, в отношении золота значительный интерес представляют халькопирит и блеклая руда, а из нерудных минералов — только кварц.

Таблица 19

Распределение элементов-примесей в пиритах Северного блока Алмалыка, *г/т*

Элементы	Месторождения					
	медно-молибденовые			свинцово-цинковое	кварц-золоторудные	
	Дальнее	Кальмакыр	Сарычеку	Кургашинкан	Актурпак	Сартабуткан
Золото	5 (19)	3,5 (30)	2,5 (2)	— (35)	II—222 (12) III—1,6 (5)	— (3) 15 (3)
Серебро	29 (17)	36 (30)	40 (2)	50 (35)	II—74 (12) III—12,4 (5)	
Селен	56 (18)	40 (77)	60 (5)	20 (20)	II—33,3 (7) III—62 (3)	
Теллур	8,7 (17)	16 (77)	10 (5)	70 (20)	II—52,7 (7) III—33,2 (3)	
Висмут	107 (7)	50 (31)			II—226 (7) III—146 (2)	

Примечание. Здесь и далее в скобках приведено число проанализированных проб; римскими цифрами обозначены генерации минералов.

Пирит — наиболее распространенный минерал месторождений района. Он характерен для всех стадий эндогенного рудообразования — от пропилитизации пород до образования таумаситовых прожилков (Бадалов, 1965). Из элементов-примесей в пиритах Алмалыка важнейшими являются золото, селен, теллур, серебро и висмут (табл. 19). При составлении таблиц по элементам-примесям в пиритах, халькопиритах и блеклых рудах использованы данные С. Т. Бадалова (1959, 1961, 1965, 1966), И. М. Голованова (1966), С. Рузматова (1961), Р. П. Бадаловой, Г. С. Оводковой и Е. З. Мещанинова.

Пириты медно-молибденовых месторождений содержат золото (в среднем от 2,5 до 5 *г/т*), тогда как в пиритах полиметаллического месторождения Кургашинкан и кварцево-золоторудного Сартабуткан оно не

установлено. В пиритах Актурпака золото распределено крайне неравномерно.

Форма нахождения элементов-примесей в пиритах различная: селен, таллий и частично теллур являются изоморфными примесями; индий, висмут, серебро и частично золото встречаются в виде соединений; золото, главным образом самородное, — в виде тонкодисперсных включений.

Халькопирит — главнейший по значению рудный минерал медно-молибденовых с золотом месторождений района. В полиметаллических и кварцево-золоторудных месторождениях является второстепенным минералом, здесь он представлен тончайшей вкрапленностью в сфалерите и галените или встречается в виде мелких выделений среди сульфидных минералов.

Таблица 20

Распределение элементов-примесей в халькопиритах Алмалыка (Северный блок), *г/т*

Элементы	Дальнее	Кальмакыр	Сарычеку	Кургашинкан	Актурпак
Золото	24 (7)	22 (20)	1,5 (7)	1 (1)	
Серебро	99 (6)	65 (20)	75 (7)	400 (1)	
Селен	107 (7)	83 (34)	100 (4)	10 (1)	8 (1)
Теллур	4,5 (7)	10 (34)	10 (4)	10 (1)	10 (1)
Висмут	194 (7)	70 (25)			

Наибольший интерес в отношении золота представляют руды медно-молибденовых месторождений района. В них установлено 5 рудных стадий, которые располагаются в следующем примерном возрастном порядке их образования (стадии названы по главнейшим рудным минералам): магнетитовая, молибденитовая, пиритовая, халькопиритовая и сфалерит-галенитовая. В халькопиритовой стадии совместно с халькопиритом обнаружено золото, а в парагенезисе — пирит, кварц, арсенопирит и ангидрит.

В халькопиритах золото находится в самородном состоянии в виде тончайшей эмульсионной вкрапленности; размеры золотин составляют 0,00Х—0,0Х *мм*, реже 0,1—0,2 *мм*. По содержанию золота халькопирит из рудных минералов Алмалыка является наиболее богатым (табл. 20). Характерно, что содержание теллура в халькопиритах не зависит от количества золота в них, т. е. прямой связи между ними не наблюдается. В золотосодержащих халькопиритах золото резко преобладает над теллуром.

По морфогенетическим особенностям халькопириты выделяются в виде: а) тонкой вкрапленности, приуроченной к сфалериту; б) массивных ксеноморфных скоплений в жилах и прожилках, а также в сульфидных рудах, особенно медно-молибденовых и медно-колчеданных; в) кристаллов тетраэдрической формы, располагающихся в центральных частях кварцево-молибденитовых, кварцево-ортоклазовых и баритовых жил и прожилков.

Блеклые руды в районе представлены несколькими минералами — тетраэдритом, теннантитом и цинксодержащей разновидностью — зандбергитом.

Блеклые руды являются наилучшими минералами-концентраторами серебра, а в некоторых месторождениях также индия, теллура и золота. В связи с этим изучение блеклых руд позволяет уточнить некоторые особенности поведения золота в конечные стадии рудного процесса.

Кварц — наиболее распространенный жильный минерал рудных месторождений района. Он образуется во всех парагенезисах минералов — от ранних с медно-молибденовым оруденением до завершающих стадий редкометального этапа. Особенно характерен кварц в месторождениях, приуроченных к силикатным породам; в них он нередко является единственным жильным минералом. В медно-молибденовых месторождениях Алмалыка наряду с кварцем имеется и ангидрит.

По генезису и содержанию золота в кварце в месторождениях Алмалыка можно выделить следующие его типы: 1) «вторичные кварциты», возникшие в результате изменения гранитоидных пород, содержат золото в сравнительно небольших количествах — от 0,1 до 1 *г/т*; 2) кварц жильный из медно-молибденовых месторождений, содержит золото в тех же пределах, т. е. до 1 *г/т*; 3) кварц из кварцево-золоторудных жил района, является главным минералом-носителем золота. В нем содержание золота колеблется в очень широких пределах, достигая местами 200 *г/т* и более. При наложении кварцево-золоторудных жил и прожилков на более раннее по времени медно-молибденовое оруденение содержание золота в последнем резко увеличивается и создается впечатление о повышенной золоторудности медно-молибденовых и полиметаллических руд; 4) кварц из прожилков с редкометальной минерализацией почти не содержит золота.

В кварцево-золоторудной формации, кроме дорудного и послерудного кварца, в котором золота практически нет, отмечается собственно золоторудный кварц. По особенностям образования выделяется два типа кварца, возникших из единого золотосодержащего раствора, но различающихся между собой по времени отложения: 1) кварц массивный, слагающий основную массу жил (более 80—90%); несмотря на то, что содержания золота в нем обычно очень низкие (до 0,1—1 *г/т*), он является носителем основной массы золота в кварцево-золоторудных телах и 2) кварц прожилковый, реже метасоматический — концентратор золота. Нахождение резко повышенных содержаний золота в кварцево-золоторудных месторождениях в виде гнезд и столбов объясняется главным образом неравномерным наложением золоторудного кварца.

Парагенезис минералов золоторудных стадий в эндогенных месторождениях Алмалыка показан на рис. 42. В каждой группе все минералы в сумме равны 100%, отдельные минералы составляют часть этой величины. На рис. 42 приведено относительное количество рудных минералов в процентах от общего количества минералов данной стадии.

В Алмалыке установлено шесть различных стадий, содержащих в комплексах минералов золото (рис. 42). Эти комплексы, характеризующие определенные стадии единого (вероятно за исключением последней метасоматической стадии) рудообразующего процесса, по значимости в отношении золота весьма различны. Все золотосодержащие стадии, за исключением полиметаллической, или являются, или могут служить сырьем для извлечения золота.

В медно-молибденовой формации золотоносными являются пиритовая и халькопиритовая. Если в пиритовой стадии пирит является основным носителем золота при сравнительно невысоких содержаниях (около 3 *г/т*), то в халькопиритовой оно практически все сконцентрировано в халькопирите при содержаниях около 20 *г/т* (Бадалов, 1965). Лишь очень небольшая часть золота представлена теллуридами (Рузматов, 1961). При учете количественного распределения рудных минералов в месторождениях Алмалыка получается, что из общего количества находящегося в них золота более 60—65% приходится на пирит, тогда как

на долю минерала-концентратора халькопирита остается всего около 30—35% золота.

В полиметаллической формации золото устанавливается только в одной стадии, где оно тяготеет главным образом к галениту, в котором представлено в виде относительно крупных выделений размером до 0,X *мм*.

В кварцево-золоторудной формации золоторудными являются обе стадии, резко различающиеся между собой по количеству рудных минералов, отношению к сульфидам, форме нахождения и т. д. Если в первой

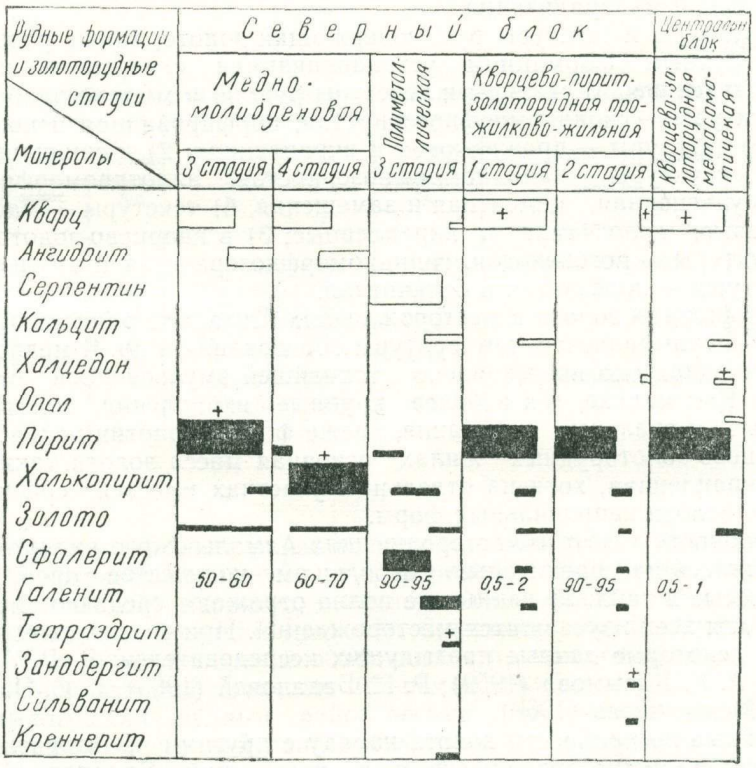


Рис. 42. Количественное распределение минералов в эндогенных золоторудных формациях Алмалыкского рудного района по С. Т. Бадалову.

стадии количество рудных минералов очень небольшое (до 2%), а золото в самородном состоянии располагается в кварце, то во второй, представленной массивной колчеданной рудой, в которой содержание сульфидов составляет более 90%, золото в виде теллуридов находится в наиболее позднем рудном минерале — зандбергите.

В последней золоторудной стадии, представленной метасоматическими образованиями, распространенными в эффузивных породах Центрального блока, оруденение в генетическом отношении резко отличается от всех предыдущих стадий. Особенностью оруденения этой стадии является значительное участие метаколлоидных образований.

Золото распределяется здесь в тесной связи со свободным кремнеземом — кварцем, халцедоном и опалом, в каждом из которых образует повышенные концентрации. Тяготение самородного золота очень низкой пробности к кварцу и халцедону при незначительных количествах суль-

фидов в подобных образованиях объясняется, вероятнее всего, совместным их нахождением как в породах, так и в продуктах изменений. В результате метасоматических процессов из пород высвобождается кремнезем, который является как геохимическим, так и промышленным концентратором золота.

Из типов руд Алмалыка отметим наиболее распространенные: 1) массивные, характерные для колчеданных руд, а также отдельных пирит-халькопиритовых и галенит-сфалеритовых рудных тел; 2) прожилково-жильные, типичные для медно-молибденовых и полиметаллических руд и 3) прожилково-вкрапленные, наиболее интересные для золоторудной минерализации.

Структуры и текстуры руд, содержащих золото, также разнообразны. По рудным формациям устанавливаются следующие наиболее распространенные структуры и текстуры руд: 1) в медно-молибденовой: а) структуры — гипидиоморфнозернистая, порфировидная и коррозионная и б) текстуры — прожилковая и вкрапленная; 2) в свинцово-цинковой: а) структуры — панидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, эмульсионная, цементная и замещения, б) текстуры — массивные, брекчиевые, полосчатые и вкрапленные; 3) в кварцево-золоторудной: а) структуры — роговиковая, гипидиоморфнозернистая и эмульсионная, б) текстуры — полосчатая и брекчиевая.

Морфология золота в месторождениях Алмалыка зависит от многих причин — сульфидности, температуры образования и др. В медно-молибденовых рудах оно представлено тончайшей эмульсионной вкрапленностью. Как мелкие, так и более крупные вкрапления золота имеют округлые и овальные очертания, реже формы золотин неправильные. В кварцево-золоторудных жилах основная масса золота также очень мелковкрапленная, хотя на отдельных участках имеется сравнительно крупное золото неправильных форм.

Пробность золота в месторождениях Алмалыкского рудного района определялась на сравнительно небольшом количестве проб, поэтому приводимые в табл. 21 данные не полно отражают среднюю пробность золота для всех изучавшихся месторождений. При составлении таблицы учтены некоторые данные предыдущих исследователей: З. В. Алехиной (1967), А. К. Касымова (1959), Р. П. Бадаловой (1965), Г. С. Оводковой и Е. З. Мещанинова (1967).

Данные по пробности золота наряду с другими факторами могут быть использованы для генетических построений (Бадалова, Бадалов, 1964). Особенно типичны в этом отношении кварцево-золоторудные тела с золотом очень низкой пробности — электрумом. Для них характерно малое количество сульфидов (до 0,5%) и прямая зависимость мощности жил от масштабов и химизма околорудных изменений.

До настоящего времени нет единого мнения о возрасте постмагматического оруденения Алмалыка. Учитывая геологическое положение сульфидного оруденения по отношению к дайковым образованиям, завершающим герцинский тектоно-магматический цикл, часть исследователей относит оруденение по возрасту к верхней перми — нижнему триасу.

В отношении золотого оруденения вопрос обстоит сложнее, так как в данном районе, так же как в Карамазаре в целом, намечаются оруденения двух возрастов, которые различаются пока только по их отношению к дайкам — додайковые и последайковые. Абсолютный возраст этих месторождений не изучен.

Одним из критериев возраста золотого оруденения является то, что рудопроявления Центрального блока, в отличие от Северного, распо-

ложены в средне-верхнекарбоновых отложениях среднего структурного яруса II структурного этажа (по И. Б. Федоровой). Приведенные данные могут свидетельствовать о пермском возрасте золотого оруденения. Воссоздание верхнепермской поверхности, существовавшей в период рудоотложения в районе (рис. 39), позволяет считать, что оруденение Северного блока (Актурпак, Сартабуткан и др.) сформировалось, вероятнее всего, на глубине 2—3 *км*, а оруденение Центрального блока (Бичанзор, Каульды и др.) — 0,5—1 *км*.

Подобные выводы о глубинах формирования золотого оруденения для Кураминской зоны делает И. П. Кушнарев (1961). Золотое оруденение Центрального блока ранее исследователями почти не рассматривалось. По возрасту оруденение этой формации (кварцево-золоторудной метасоматической), вероятно, несколько более молодое, чем оруденение всех предыдущих 5 стадий (рис. 42). Сложность состава рудных месторождений и их разнообразие объясняются приповерхностным характером рудообразующих процессов (Ферсман, 1935).

Таблица 21

Пробность самородного золота (Алмалыкское рудное поле)

Месторождение или рудопроявление	Кол-во анализов	Пробность	Содержание рудных минералов, %	Вмещающие оруденение породы	Важнейшие полезные компоненты
Кальмакыр	3	819—900 (852)	>10	Сиенито-диориты	Cu, Mo, Au
Актурпак	19	806 - 966 (900)	5—10	„	Au
Сартабуткан	2	750—800 (775)	1—5	„	Au
Балыкты	2	875—972 (923)	1—5	„	Au, Cu
Восточная жила	1	890	<1	„	Au
Бичанзор	1	701—750 (726)	<1	Эффузивные породы	Au
Каульды II	6	700—851 (764)	<1	„	Au

Алмалыкский рудный район весьма перспективен на золото. Из золоторудных формаций наибольшее значение здесь имеют: 1) медно-молибденовая с золотом, представленная месторождениями Кальмакыр, Дальнее и др. ;2) кварцево-золоторудная прожилково-жильная, состоящая из двух стадий, из которых собственно кварцево-золоторудная представлена месторождениями Актурпак и Сартабуткан. Оруденение следующей колчеданной стадии с золотом имеет меньшее значение, и перспективы его очень незначительны и 3) кварцево-золоторудная метасоматическая формация, широко распространенная и представленная многочисленными проявлениями. Перспективы данной формации значительные, так как известные ее проявления в районе (особенно в Центральном блоке), вероятнее всего, индикаторы более значительных концентраций золота в окварцованных эффузивных породах.

Поисковыми признаками на кварцево-золоторудное оруденение в районе являются зоны дробления с серицитизацией и окварцеванием пород, а также кварцевые жилы и прожилки. Слабая обнаженность площади позволяет рекомендовать проведение специальных поисковых работ на золото, особенно на перекрытых наносами участках.

ФОРМАЦИИ ЗОЛОТА, ОБРАЗОВАВШИЕСЯ В ГИПАБИССАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

СКАРНОВО-ХАЛЬКОПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Рабинджанское рудное поле)

УДК 553.41+553.064.1+553 : 549.905.3

Скарново-медно-сульфидно-золоторудная формация на территории Западного Узбекистана выявлена в 1958 г. А. С. Курбановым при участии А. Д. Мулухова и М. И. Хатуцкого в пределах рудного поля Рабинджан. Проявления ее расположены в северо-восточной части Зирабулакских гор в Северо-Зирабулакской золотоносной зоне. Х. Н. Баймухамедовым (1960) описаны взаимоотношения субвулканических даек с золоторудной минерализацией. Геологическое строение, минералогия, условия размещения рудных образований этого поля приводятся в ряде работ (Баймухамедов, Закиров, Гевлич, Курбанов, 1964; 1965, 1966; Закиров, Курбанов, 1966).

Геология рудного поля

В геологическом строении рудного поля участвуют осадочно-метаморфические породы нижнего и верхнего силура, девона (?) и довольно мощные мезо-кайнозойские (рис. 43, 44) отложения. Силур (венлок, лландовери и лудлоу) представлен песчано-сланцевыми отложениями, мраморами, мраморизованными известняками, доломитами, эффузивными плагиоклазовыми порфиритами (Уразаев, 1953), а также хорошо фаунистически охарактеризованными (В. Д. Чехович) пентамеровыми и маргиналиевыми слоями карбонатных пород. Песчано-сланцевая пачка пород образована углисто-глинистыми, кварц-альбитовыми, кварц-альбит-биотитовыми, кварц-серицит-альбитовыми, биотит-кварц-серицито-хлоритовыми сланцами с маломощными прослойками известняков. Породы падают под углом 40—85° на юг.

Геологическая позиция пород в общей стратиграфической схеме района, литолого-петрографический состав, взаимоотношения с магматическими породами, а также сравнение с другими породами силурийского возраста Зирабулак-Зиаэтдинских и других гор показывают сходство их с отложениями верхней подсвиты Кыттармайской осадочно-метаморфической толщи. Нами они отнесены к верхнему силуру — лудлоу.

Отложения мезо-кайнозоя залегают на размытой поверхности пород палеозоя, образуя местами (Рабинджан, Тепалик, Тым и др.) куполообразную антиклинальную складку, вытянутую в широтном и субширотном направлениях. Чаще сводовые части их смыты. При этом крылья антиклинальной складки имеют южные (до 23°) и северные (до 30°) углы падения.

Магматические породы прорывают отложения силура и представлены штокообразными и дайкообразно вытянутыми телами гранодиоритового состава.

Наиболее древними магматическими образованиями в районе являются дайки дацитовых порфиров и трахидацитов. Они широко развиты в северо-восточной части Зирабулакских гор и размещаются в самых верхних горизонтах Кыттармайской толщи. Химический состав их очень близок к среднему типу кварцевых диоритов или, скорее всего, к слюдяному андезиту (Баймухамедов, 1960) по Дэли. Структурные и петрохимические признаки этих дацитов указывают на принадлежность их к

субвулканической фации кварцевых диоритов, образовавшихся на промежуточных глубинах между гипабиссальными и приповерхностными (Баймухамедов, 1960).

Менее распространены более юные гранодиорит-порфиры. На контактах же гранитоидных тел породы силура превращены в роговики, окварцованные роговики и кварциты, а известняки мраморизованы и скарнированы. Формирование скарнов происходит в известково-силикатной среде за счет измененных сланцев и известняков.

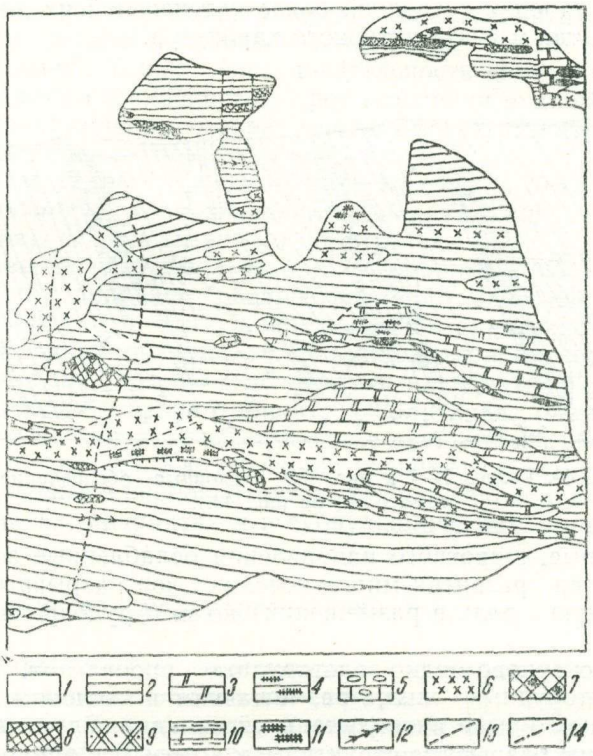


Рис. 43. Схема геологического строения скарново-медно-золоторудного поля Рабинджан.

1—мезо-кайнозой, *2*—кварциты с переслаиванием роговиков, *3*—мраморизованные известняки с переслаиванием скарнированных известняков, *4*—скарнированные известняки, *5*—окварцованные известняки, *6*—дацитовые порфиры, *7*—гранато-волластонитово-пироксеновые скарны, *8*—гранато-пироксеновые скарны, *9*—окварцованные полевошпато-гранато-пироксеновые скарны с медно-золоторудной минерализацией, *10*—известково-силикатные породы, *11*—милониты, *12*—кварцевые жилы, *13*—зоны нарушения, *14*—тектонические контакты.

На контакте субвулканических даек и в некотором удалении от них размещаются скарново-медно-золоторудные тела (гранатовые, гранато-эпидотовые и др.; рис. 44).

Золоторудная минерализация связана с варисским орогенезом, который проявился в три этапа.

В первом этапе происходят интенсивные тектонические подвижки, способствующие образованию мощных (от десятков метров до нескольких километров) ослабленных зон широтного и субширотного простирания.

Во втором этапе ослабленные зоны выполняются субвулканическими телами дацитовых порфиров, штокообразными телами гранитоидного состава, а позднее — дайками гранитного до лампрофирового состава.

В третьем этапе в связи с общим поднятием района Зирабулак-Зиаэтдинских гор формируется крупная широтная Кыттармайская антиклиналь. При этом обновляются широтные тектонические ослабленные зоны силура вдоль даек, а также возникают более молодые зоны вдоль контактов различных по литологическому составу и физико-химическим свойствам пород. В результате создаются благоприятные условия для деформаций пород и очередной более интенсивной их дислокации как пликативного, так и дизъюнктивного характера.

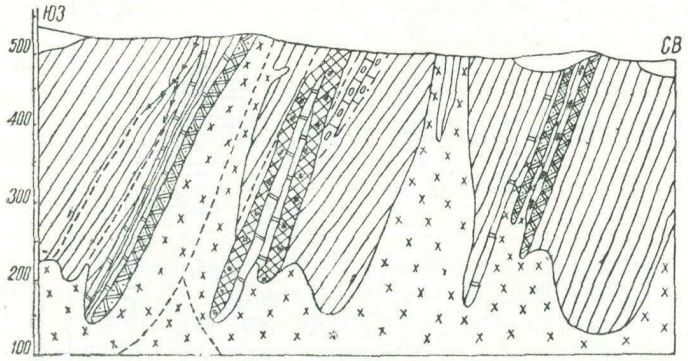


Рис. 44. Разрез 1—1 к рис. 89 (условные обозначения те же, что на рис. 43.).

Эти крупные, широтного направления ослабленные зоны, повлиявшие на характер развития многочисленных зон разрывных нарушений, играли главную роль в размещении по ним рудопроявлений меди и золота.

Однако скарново-медно-золоторудные проявления, в отличие от кварцево-золоторудных жил, размещаются в сводовом поднятии на северо-восточном крыле антиклинальной складки. Здесь широко развиты более мелкие разрывные структуры, к которым и приурочены скарны (рис. 43). Разрывные нарушения преимущественно согласные с общим падением вмещающих пород. Они прослеживаются по простиранию до нескольких километров. Мощность этих зон колеблется от 0,5—2 до 10—15 *м*.

На Рабинджанском рудном поле установлено три разобщенных участка, вытянутых в широтном направлении с однотипной скарново-медно-золоторудной минерализацией. Они приурочены к единой крупной ослабленной зоне.

Участок № 1 расположен в центральной части рудного поля. Здесь среди окварцованных роговиков с прослоями кварцитов размещается линзообразная залежь скарнов.

Участок № 2 находится в северной части рудного поля. Здесь обнаружена серия контактовых разобщенных скарновых линз, расположенных на расстоянии 75—125 *м* друг от друга.

Участок № 3 занимает южную часть рудного поля. Здесь также развиты разобщенные скарновые залежи.

Кроме вышеуказанных скарново-рудных залежей, скважинами установлен ряд слепых скарново-рудных тел с однотипной медно-золоторудной минерализацией.

Основные промышленные концентрации меди, золота и серебра распределены в контактовых, внутриформационных, межформационных скарновых залежах и анкеритизированных известняках. Количество золота находится в прямой зависимости от содержания меди во всех указанных выше морфогенетических типах скарновых тел. По данным керна буровых скважин, установлено некоторое понижение меди, золота и серебра с глубиной.

Выделяются два типа околорудных изменений.

К первому типу относится в основном скарнирование. Оно представлено (в возрастной последовательности) волластонитизацией, гранатизацией, эпидотизацией и пироксенизацией известняков и субвулканических образований. Такая последовательность изменения вмещающих пород совпадает со стадийностью формирования рудопроявления. Процесс волластонитизации протекает только в зонах развития карбонатных пород, все остальные — повсеместно.

Ко второму гидротермальному типу изменений относятся окварцевание, опализация, хлоритизация, карбонатизация (анкеритизация, сидеритизация), флюоритизация и пиритизация.

Окварцевание, карбонатизация, флюоритизация и пиритизация имеют широкий диапазон распространения. Чаще они выходят и за пределы околорудных зон. Окварцевание и пиритизация интенсивно развиты в роговиках и кварцитах. Волластонитизация, карбонатизация и флюоритизация приурочены в основном к карбонатной среде (прожилки, гнезда, брекчия и вкрапленники). Опализация размещается вдоль скарновых зон на контакте известняков с кварцитами, образуя полосчатые прожилки и гнезда. Хлоритизация развивается по пироксену и биотиту, в контактовых и околоконтактовых зонах скарнов, в самих скарнах, реже в роговиках, кварцитах и в субвулканических образованиях.

К минералогии рудопроявления

Скарново-медно-золоторудная формация характеризуется разнообразием минералогического состава.

Скарновые минералы представлены ромбическими и моноклинными пироксенами, амфиболом, гранатом, эпидотом, волластонитом и др. Среди сульфидов преимущественно развиты борнит, халькопирит, халькозин и ковеллин, реже встречаются молибденит, пирит, арсенопирит, лёллингит, пирротин. Кроме самородного золота и электрума, встречены теллуриды золота и серебра — калаверит, креннерит, сильванит и гессит.

Последовательность образования минералов в пределах рудных тел поля приводится на рис. 45.

Ниже дается краткое описание главных рудных минералов.

Борнит образует макро- и микроскопическую вкрапленность, замещается ковеллином. Слагает пластинчатые и решетчатые структуры (распад твердого раствора) в халькопирите. В борните обнаружено 60—90 *г/т* золота (ср. 66,7 *г/т;* 3 анал.); 1460—4760 *г/т* серебра (ср. 2907 *г/т*; 3 анал.), около 300 *г/т* селена и 450 *г/т* теллура. Спектральным анализом установлено: олово (1—2), мышьяк (2—5), висмут (1—3), молибден (1—2), свинец (1), цинк (2—3), кадмий (1—2) и следы германия.

Халькопирит образует несколько генераций. Он отмечается в скарново-гидротермальных и гидротермальных образованиях. Встречается в виде неправильных зерен размером до 3 *мм*. Замещает борнит, халь-

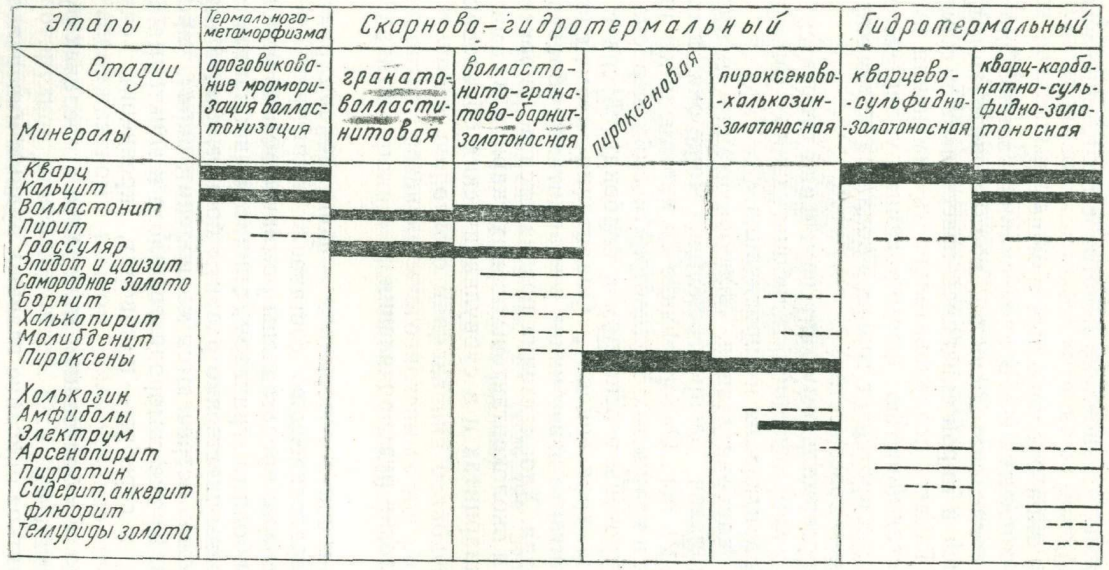


Рис. 45. Схема последовательности минералообразования, стадийности и количественного соотношения минералов в рудных телах Рабинджана.

козин, все скарновые минералы, иногда цементирует их. В халькопирите найдено 14 *г/т* селена и 8 *г/т* теллура. Спектральным анализом установлено: золото (3), серебро (3), галлий (1), ванадий (1) и все элементы, отмеченные в борните.

Халькозин — наиболее распространенный минерал. Образует сплошные жилы мощностью до 0,5 *м*. Установлены три разновидности белый изотропный (R — до 35%), розовато-белый и голубовато-белый (R — до 30%) изотопный; голубовато-серый и голубоватый анизотопный с заметным двуотражением (R—20—25%). Халькозин дает срастания с борнитом, ковеллином, халькопиритом. Установлены структуры распада твердого раствора — пластинчатые, решетчатые и эмульсионные. Почти все разновидности халькозина являются носителями золота (от 8,0 до 80,0 *г/т*) и серебра (от 40,0 до 2288,0 *г/т*). При этом содержание золота в среднем составляет 42,4 *г/т* (6 анал.), серебра — 1499,5 *г/т* (6 анал.), селена — 190 *г/т* и теллура — 600 *г/т*. Спектральным методом обнаружены скандий (1), кобальт (1) и ванадий (1).

Золото в скарнах, как правило, встречается в виде микроскопических неправильных выделений, иногда отмечаются дендриты, достигающие 0,16 *мм* в длину, в отдельных случаях — 0,3 *мм*. Распределение золота в рудах неравномерное. Установлено 5 генераций золота, принадлежащих к стадиям (III, V, VII) минералообразования.

Выявлены две генетические формы нахождения золота — самородное и заключенное в сульфидах (Закиров, Курбанов, 1966).

Установлено два этапа минерализации — скарново-гидротермальный и гидротермальный, а внутри них семь стадий минерализации (рис. 45). Основанием для подразделения этапов на стадии минералообразования являются разобщенность парагенетических ассоциаций отдельных стадий, взаимные пересечения одних ассоциаций другими и различные комплексы элементов-примесей.

Наибольшая концентрация меди, золота и серебра образуется в III и V стадиях, в последующих также отмечается золото, но в меньших количествах.

Как видно из парагенетической таблицы (рис. 45), выпадение золота в скарново-гидротермальном этапе имело прерывистый характер, а в гидротермальном — происходило непрерывно в широком температурном диапазоне.

Важнейшими поисковыми признаками (локальными и региональными) для выявления аналогичного типа оруденения являются: субвулканические дайковые образования дацитового порфира; небольшие сводовые поднятия, осложненные разрывными нарушениями мелкого порядка; роговики, кварциты и мраморизованные известняки и гидротермально-осветленные зоны; скарнированные породы палеозойского комплекса; пиритовая, медно-и мышьяково-сульфидная минерализации; анкеритизация, сидеритизация, окварцевание и ожелезнение; зоны дробления и брекчирования.

Тщательному и всестороннему изучению должны подвергаться гравелит-конгломераты мелового возраста, перекрывающие палеозойский фундамент.

Перспективными на золото являются вся площадь развития роговиков и кварцитов, а также окварцованные и ожелезненные зоны сланцев.

КВАРЦ-АРСЕНОПИРИТ-ПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ (ЭЛЕКТРУМ) ФОРМАЦИЯ

(Каракутанское рудное поле)

УДК 553.412.2

Систематическим изучением района занимались в 1942 г. И. Х. Гумарова, в 1947 г.—С. Н. Попенко, в 1947—1948 гг.—А. С. Аделунг, в 1952 г.— Г. С. Чикрызов, в 1956 г.— Н. Н. Салькова. Рудопроявление Каракутан открыто К. В. Стуковой в 1958—1959 гг. Позже геология рудного поля исследовалась А. П. Холоповым, Г. В. Головлевым, В. Ф. Меркелем, А. С. Аристовым, Г. В. Горевым и др., минералогия — в 1959 г. Р. П. Бадаловой, в 1960—1961 гг. Г. П. Чеботаревой и в 1964 г.— А. С. Курбановым. Геология рудного поля и поисковые признаки описаны Г. В. Горевым, а минералого-геохимическая характеристика руд — Х. Н. Баймухамедовым, А. С. Курбановым, Г. П. Чеботаревой.

Геология Каракутанского рудного поля

УДК 553.412.2 + 553.291

Каракутанское рудное поле размещено в пределах Кыттармайской осадочно-метаморфической толщи, слагающей северо-западную часть Зияэтдинских гор. А. С. Аделунгом эта свита условно подразделена на две подсвиты снизу вверх: 1) известково-сланцевую S_1ln+Pz_1, мощностью 2000 *м* и 2) алевролитовых сланцев S_2, мощностью около 1000 *м*.

Известково-сланцевая подсвита представлена наиболее древними сильно метаморфизованными кварцево-слюдистыми и хлоритовыми сланцами, среди которых в виде отдельных пропластков и прослоев отмечаются кремнистые, слюдистые, глинисто-слюдистые сланцы, кварциты и песчаники; в виде линз и линзовидных прослоев прослеживаются известняки.

Наиболее широко развиты тонко- и толстоплитчатые серые до темно-серых кварцево-слюдистые сланцы, состоящие из кварца, плагиоклаза, слюды. Из акцессориев отмечаются турмалин и рутил. Среди этих сланцев широко развиты согласные кварцевые прожилки и линзовидные скопления кварца. Кварц в прожилках белого, иногда серовато-белого цвета.

Кварцево-хлоритовые сланцы зеленоватого и зеленовато-серого цвета, состоят из хлорита, альбита, серицита, карбонатов с редкими включениями апатита, сфена и кальцита. Они имеют порфиробластовую, нематобластовую и реже лепидобластовую структуру. В этих сланцах отмечаются согласного характера линзы (до 0,8 *м*) и прожилки кварц-полевошпатового, кварц-полевошпатово-карбонатного и полевошпатового состава с убогой вкрапленностью пирита.

Слюдистые сланцы имеют тонкоплитчатое сложение, серую и темно-серую окраску и распространены в виде отдельных прослоев среди кварцево-слюдистых сланцев. В состав слюдистых сланцев входят альбит, хлорит, серицит, редко карбонаты и кварц, весьма редко эпидот, апатит, сфен. В этих сланцах размещаются мономинеральные согласные прожилки и отдельные линзы и гнезда белого кварца.

Глинисто-слюдистые сланцы развиты в северо-западной части Каракутанского рудного поля и слагают тонкие прослои мощностью 0,3—0,5 *м*. По внешнему облику они сходны с кварцево-слюдисты-

ми сланцами. Состоят из пелитоморфного вещества с равномерно рассеянными чешуйками хлорита, с редкими зернами полевого шпата, кварца и апатита и неправильных скоплений рудного вещества.

Кварцево-слюдисто-углистые сланцы весьма широко развиты на площади рудного поля и фиксируются отдельными пластами мощностью 1—2 *м*. Они имеют тонкоплитчатое сложение и темно-серую, иногда черную окраску. В состав сланцев входят кварц и хлорит, часто присутствуют апатит, турмалин, циркон и пирит. Углистое вещество и слюда образуют параллельные пропластки.

Кремнистые сланцы, кварциты и кварцевые песчаники распространены незначительно и представлены отдельными пластами малой мощности.

На площади рудного поля выделены три разновидности известняков: черные — слабомраморизованные, мраморизованные и доломитизированные. В доломитизированных известняках наблюдаются гнезда и прожилки (до 25—30 *см*) кварца.

Подсвита алевролитовых сланцев представлена переслаивающимися кварцево-слюдистыми, слюдистыми, кремнистыми и хлоритовыми сланцами. По составу и характеру сложения эти породы аналогичны породам нижней подсвиты. Отличительной чертой их является почти полное отсутствие известняковых пластов.

Изверженные породы на площади рудного поля представлены дайками кварцевых альбитофиров, кварц-диоритовых порфиритов, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, лампрофиров.

Наиболее широко развиты кварцево-диоритовые порфириты и лампрофиры. Первые в северной части площади образуют пучки или полосы даек шириной до 1,5 *км*, протягивающиеся в широтном направлении до 5—6 *км*. Лампрофиры встречаются преимущественно в южной части площади.

Все дайки характеризуются четкими взаимными пересечениями и контактами с вмещающими породами, на основании чего составлена схема возрастных взаимоотношений (рис. 46).

Рудное поле расположено на северном крыле герцинской Кыттармайской антиклинали.

С герцинским циклом складчатости, проявившимся в несколько фаз, связаны магматическая и постмагматическая деятельность и возникновение дизъюнктивных дислокаций широтного, субширотного, северо-восточного, реже северо-западного и меридионального простираний.

По интенсивности проявлений широтные, субширотные и северо-восточные нарушения имеют преобладающее значение. Большинство широтных и субширотных разрывных нарушений падает на север, реже на северо-запад, с углами падения 55—75°. Выполнены они кварцевыми жилами, кварцево-сланцевой и в редких случаях кварц-турмалиновой брекчиями и гранодиоритовыми дайками. По характеру смещения этот тип разрывной тектоники классифицируется как сдвиговый и сдвиго-сбросовый с амплитудой смещения 10—20, иногда 30 *м*.

Разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений на площади рудного поля распространены повсеместно и являются в большинстве своем самостоятельными структурами. Изредка они носят характер оперяющих трещин широтного и субширотного направлений. По простиранию прослеживаются от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Мощность этих трещин колеблется от нескольких сантиметров до 8—10 *м*. Углы падения преимущественно крутые — 55—75°. Нарушения выполнены сланцево-кварцевыми брек-

чиями, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми жилами, карбонатными прожилками и дайками лампрофиров.

Золоторудная и сульфидная минерализации локализуются в нарушениях северо-восточного направления. Боковые породы здесь перемяты и интенсивно окварцованы.

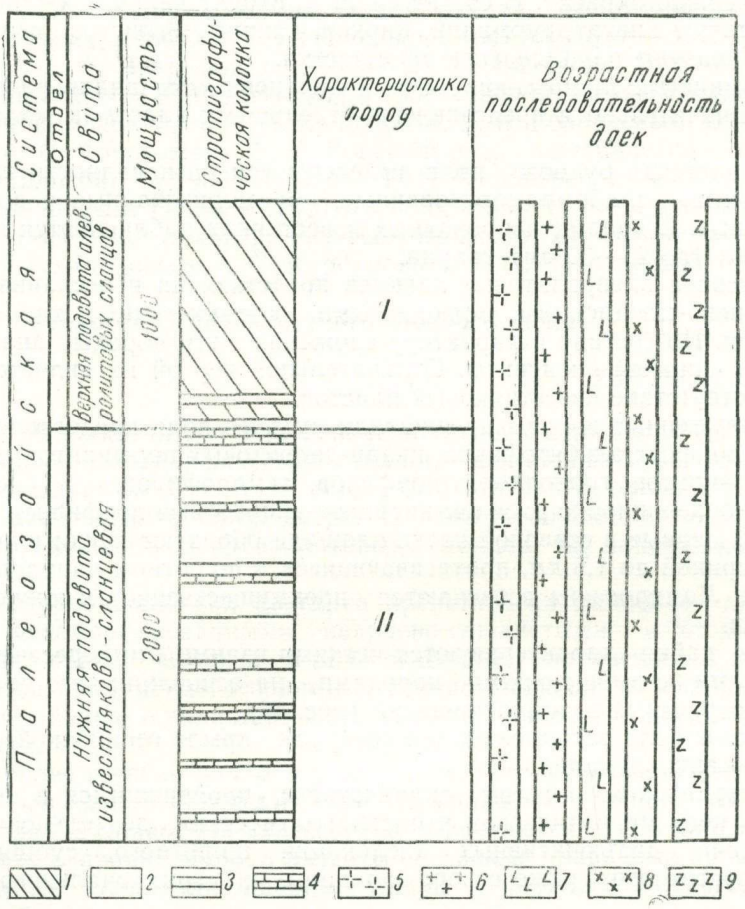


Рис. 46. Стратиграфическая колонка и последовательность образования магматических пород пб Каракутанскому рудному полю (составил Г. В. Горев).

1—слюдисто-кварцево-альбитовые, кварцево-слюдистые, глинисто-слюдистые, слюдисто-кварцевые сланцы, *2*—глинисто-слюдистые, кварцево-глинисто-слюдистые, кварцево-слюдистые сланцы; *3*—кварцево-хлоритовые, карбонатно-хлоритовые, хлоритовые сланцы, *4*—известняки мраморизованные; *5*—граниты, *6*—гранодиорит-порфиры, *7*—диоритовые порфириты, *8*—диориты и кварцевые диорит-порфиры, *9*—лампрофиры.

По характеру северо-восточные нарушения являются сбросо-сдвигами, а северо-западные — сбросами. Амплитуда смещения боковых пород достигает 10—15 *м* (очень редко 150 *м*).

Меридиональные и субмеридиональные нарушения отмечаются только в северной и юго-западной частях рудного поля и имеют подчиненное значение.

Гидротермальная деятельность проявилась в образовании кварцевых прожилков и жил, кварц-полевошпатовых, полевошпатовых и кварц-турмалиновых пород, зон окварцевания.

Кварцевые жилы широко развиты на площади и представлены согласными межпластовыми и секущими телами.

Согласные кварцевые жилы имеют четкий контакт с вмещающими породами. Протяженность их — от нескольких метров до 150—200 *м*. Мощность жил в раздувах достигает 2,0 *м*, а в пережимах падает до нескольких сантиметров. Жилы сложены полупрозрачным кварцем с редкими включениями полевого шпата и единичными кристаллами халькопирита и пирита. В зонах интенсивного смятия боковых вмещающих пород кварцевые жилы подвержены дроблению и интенсивному ожелезнению.

Секущие кварцевые жилы имеют широкое развитие. Мощность их колеблется от 0,5 до 4, иногда до 5—6 *м* при протяженности от первых десятков метров до 200—300 и даже более 500 *м*. Контакты кварцевых жил с вмещающими породами четкие.

Секущие кварцевые жилы, как правило, локализованы в зонах разломов широтного и субширотного направлений, в меньшей части северо-восточного и северо-западного. Сложены они кварцем серого до темно-серого, иногда черного цвета с вкрапленностью сульфидов и золота.

Зоны окварцевания развиты весьма широко. Они приурочены к зонам разломов широтного, реже северо-восточного и северо-западного направлений и представлены участками сланцев, пронизанных тонкими линзовидными прожилками и линзочками серовато-белого и белого кварца.

Наиболее благоприятной средой для развития зон окварцевания являются кварц-слюдистые сланцы, наименее — кварц-хлоритовые.

Зоны окварцевания характеризуются в общем незначительными содержаниями золота.

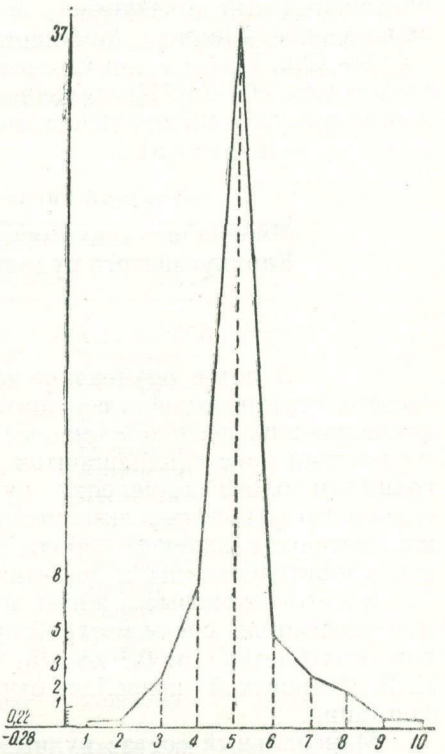


Рис. 47. Диаграмма распределения средних содержаний золота в различных типах пород по данным анализов бороздовых проб (составила Г. П. Чеботарева).

1—кварц-полевошпатовые жилы, *2*—графитизированные сланцы, *3*—сланцы дробленные, лимонитизированные, *4*—окварцованные сланцы, *5*—кварцевые жилы с сульфидной минерализацией, *6*—кварцевые жилы, *7*—кварц-турмалиновые брекчии, *8*—дайки диоритовые, окварцованные, *9*—дайки диоритовые, *10*—дайки лампрофировые.

Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в серицитизации, хлоритизации, окварцевании, карбонатизации, пиритизации и лимонитизации. Наиболее широко развиты окварцевание и серицитизация, приуроченные, как правило, к тектонически ослабленным зонам в приконтактовых частях кварцевых жил и брекчий. Для рудного поля характерны кварц-турмалиновые образования, тесно ассоциирующие с золотоносными кварцевыми жилами. Аналогичные породы для ряда рудопроявлений Западного Узбекистана подробно описаны И. Х. Хамрабаевым (1958), указавшим на них как на поисковый признак редко-

металльного и золотого оруденения. Распределение золота и серебра в различных измененных породах показано на диаграмме (рис. 47).

Кроме собственно гидротермальных образований, в районе развиты минерализованные зоны, локализующиеся в большинстве своем в структурах смятия и дробления широтного направления, реже северо-восточного и северо-западного.

Минерализованные зоны представлены кварц-сланцевой и кварц-полевошпатовой брекчиями, в которых отмечается убогая рассеянная вкрапленность пирита. Мощность их колеблется от нескольких метров до 40—50 *м*. Падают они на север, северо-восток и северо-запад, с углами наклона 50—70°. Протяженность зон от 10—20 до 100—200 *м*. Содержание золота в минерализованных зонах незначительное.

Минералого-геохимическая характеристика руд Каракутанского рудного поля

УДК 553.412.2 : 549.905.3

Золотое оруденение месторождения Каракутан приурочено к системе крутопадающих секущих кварцевых жил и зон окварцевания рудовмещающих песчано-сланцевых пород и ассоциирующих с кварцевыми жилами даек гранодиоритов и лампрофиров. Повышенными концентрациями золота в пределах рудоносных зон нередко характеризуются сильно трещиноватые лимонитизированные породы. Вблизи кварцевых жил песчано-сланцевые породы местами окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы и пиритизированы.

Золото-кварцевые жилы месторождения содержат сульфидную минерализацию, среди которой преобладает пирит. Содержание сульфидов колеблется от 0,5 до 5%, что в соответствии с классификацией Н. В. Петровской позволяет отнести месторождение к малосульфидной формации.

Минеральный состав рудных тел приведен в табл. 22. Ряд минералов представлен несколькими разновидностями, отличными по морфологии и относительному возрасту. Они входят в состав различных парагенетических ассоциаций.

Зона окисления развита на незначительной глубине и характеризуется сложным минеральным составом (табл. 22).

Наиболее характерными текстурами гипогенных руд являются массивная, прожилковая, брекчиевая, пятнистая, полосчатая и весьма своеобразная книжная. Среди окисленных преобладают руды сложных унаследованных текстур, а также корковой, кавернозной, друзовой и ящичной.

Установлено пять парагенетических ассоциаций минералов, каждая из которых соответствует определенной стадии минералообразования (рис. 48).

Наиболее ранней является кварц-полевошпатовая, хлоритовая. Минералы этой ассоциации распространены повсеместно, но особенно широко на юго-западном фланге месторождения.

Кварц-сульфидная парагенетическая ассоциация по времени образования следует за кварц-полевошпатовой[1] и слагает основную массу квар-

[1] А. Курбанов выделяет кварц-анкерит-золоторудную ассоциацию, предшествующую кварц-сульфидной.

цевых жил и линз, приуроченных к трещинам северо-восточного (субширотного) и широтного направлений. В кварце установлены арсенопирит, галенит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, буланжерит, джемсонит, антимонит, электрум и др.

Затем формировалась кварц-турмалиновая парагенетическая ассоциация, которая образует линзовидные тела брекчиевой текстуры, залегающие в зальбандах золоторудных кварцевых жил. Турмалин — преобладающий минерал в этой ассоциации и является основным компонентом цемента. Аналогичные кварц-турмалиновые брекчии широко распространены в Западном Узбекистане и могут служить поисковым признаком на золотое оруденение (Хамрабаев, 1958).

Таблица 22

Список минералов месторождения Каракутан

Условия образования	Степень распространенности		
	главные	второстепенные	редкие
Гипогенные	Пирит Арсенопирит Электрум Золото Кварц Турмалин Альбит	Галенит Кальцит Серицит Фуксит	Халькопирит Пирротин Сфалерит Блеклая руда Джемсонит Буланжерит Антимонит (?) Лёллингит Калаверит Креннерит Сильванит Шеелит Хлорит Графит Актинолит (?)
Гипергенные	Гидроокислы железа Скородит Золото Миметезит Пираргирит Англезит Ярозит	Петтицит Церуссит Крокоит Хризоколла Кальцит Гипс	Ковеллин Халькозин Урановая слюдка Окислы марганца Вульфенит Малахит Серебро

Новая фаза внутрирудных подвижек сопровождалась отложением минералов второй золотосодержащей кварц-пиритовой ассоциации, жилы которой пересекают кварц-турмалиновую брекчию и содержат обломки арсенопиритов.

В заключительную стадию гипогенного рудообразования формировалась кварц-карбонатная парагенетическая ассоциация. Маломощные, беспорядочно ориентированные прожилки секут все ранние образования.

Ниже приводится описание важнейших рудных и жильных минералов.

Пирит встречается весьма часто и преобладает над другими сульфидами. Он образует неравномерную вкрапленность в кварцевых жилах и в окварцованных сланцах. Распространен в виде отдельных зерен, хорошо образованных кристаллов, гнезд и прожилков. Выделяется две генерации пирита.

Первая — пирит кварц-арсенопиритовой ассоциации, отлагавшийся совместно с арсенопиритом, галенитом, халькопиритом и др. По сравне-

нию с арсенопиритом кристаллы пирита I характеризуются более высокой степенью идиоморфизма. Нередко среди скоплений арсенопирита наблюдаются сильно корродированные зерна пирита I, который содержит включения пирротина. Галенит замещает пирит I и выполняет интерстиции между его зернами.

Вторая генерация — пирит II кварц-пиритовой ассоциации, большей частью окисленный.

Спектральным анализом в нем установлены: мышьяк (десятые доли %), серебро, медь, свинец, сурьма (тысячные доли %). Результаты пробирного и химического анализов приведены в табл. 23.

Арсенопирит по степени распространенности уступает пириту, но в ряде случаев образует значительные по количеству мономинеральные скопления, локализующиеся в лежачем боку кварцевой жилы. Встречается в виде вкрапленности, тонких просечек, гнезд, мелких ксе-

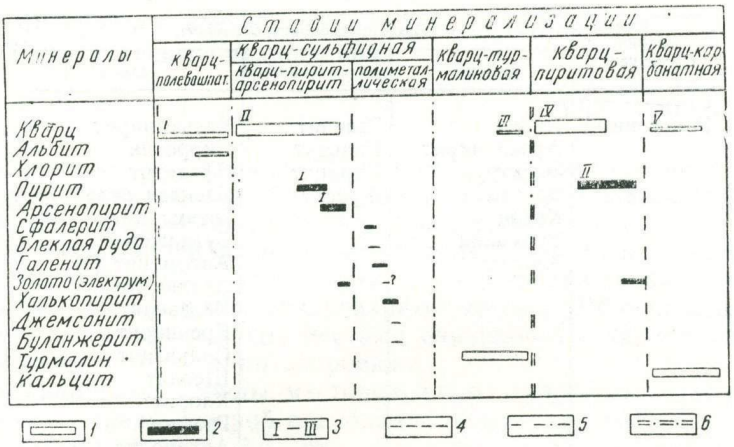


Рис. 48. Схема стадийности процесса минералообразования рудного поля Каракутан (составила Г. П. Чеботарева).

1—нерудные минералы, *2*—рудные минералы, *3*—генерации, *4*—слабые подвижки, *5*—интенсивные подвижки, *6*—внутрирудные подвижки.

номорфных выделений, цементирующих обломки пирита. Замещается скородитом и гидроокислами железа с образованием петельчатой структуры.

Из элементов-примесей в арсенопирите присутствуют свинец (десятые доли процента), сурьма (до десятых долей процента), медь (тысячные доли процента), а также золото, серебро, селен, теллур (табл. 23). Высокие содержания селена и теллура позволяют предположить наличие в нем самостоятельных минералов этих элементов.

Галенит характерен лишь для кварц-сульфидной ассоциации. Он образует редкую мелкую вкрапленность в кварце, где находится совместно с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и другими сульфидами.

Сфалерит, халькопирит и блеклая руда образуют редкие микровключения в галените.

Джемсонит является особенностью кварц-арсенопиритовой ассоциации. Образует удлиненные призматические зерна в кварце в тесном срастании с буланжеритом.

Калаверит, креннерит, сильванит встречаются весьма редко и образуют ксеноморфные выделения (от 0,02 до 0,05 *мм*), выпол-

няя интерстиции между ранними сульфидами и завершая процесс минералообразования полиметаллической подстадии.

Золото отличается повышенной серебристостью и приближается к электруму.

Таблица 23

Важнейшие примеси в пирите и арсенопирите по данным пробирного и химического анализов, *г/т* (данные Г. П. Чеботаревой)

Минерал	Au	Ag	$\frac{Ag}{Au}$	Se	Te	$\frac{Se}{Te}$
Пирит	8,0	242,0	30,2	90,0	Сл.	90,0
Арсенопирит	39,0	88,0	2,2	520,0	350,0	1,4
Арсенопирит	34,0	76,0	2,2	350,0	300,0	1,1

Пробность его 634—723‰ (табл. 24). Выделяется гипогенное и гипергенное золото. Первое присутствует в жилах кварц-арсенопиритовой и кварц-пиритовой ассоциаций совместно с сульфидами (рис. 49 *а*). Основная масса носит тонкодисперсный характер. Гипогенное золото также образует вкрапленность и мельчайшие прожилки в кварце и окварцованных сланцах. Размер выделений от 0,003 до 0,06 *мм*, мощность прожилочков от 0,005 до 0,02 *мм*.

Таблица 24

Результаты анализов на пробность самородного золота кварцево-арсенопирит-пирит-золоторудной формации (Каракутан)

Пробность	Парагенетическая ассоциация	Стадия минералообразования	Автор
649	Золото из кварца	Кварцево-арсенопиритовая подстадия	Курбанов А.
673	Золото из арсенопирита	Та же	»
649	Золото из пирита	Кварцево-полиметаллическая подстадия	»
765	Свободное золото	Гипергенная	»
634	Золото из кварца	Кварц-пирит-арсенопиритовая подстадия	Чеботарева Г.
723	»	Гипергенная	»

Большая часть видимого золота является гипергенной, что доказывается прежде всего взаимоотношением его с гидроокислами железа и марганца, церусситом, скородитом, гипсом и др. Значительные скопления гипергенного золота наблюдаются в трещиноватом кварце, где оно совместно с петцитом образует прожилки с четкими извилистыми зальбандами мощностью до 5 *мм*, пленки, дендритовидные и комковидные агрегаты. В скорлуповатых гидроокислах железа золото встречается в виде сфероидальных выделений. Спектральным анализом в нем установлено: Au, Ag — больше 1%; As, Pb — сотые доли процента; Ti, Mn, Bi, Cu, Fe — тысячные доли.

Кварц присутствует в виде двух разновидностей: молочно-белый, темно-и светло-серый.

Наиболее ранним является светло-серый кварц, слагающий кварц-полевошпатовые прожилки и линзообразные тела, согласные и субсогласные с вмещающими сланцами. Он обнаруживает признаки динамо-

метаморфизма, выражающиеся в волнистом угасании, шахматной структуре. В нем изредка встречаются отдельные зерна окисленного пирита.

Кварц II светло- и темно-серого цвета. Окраска обусловлена примесью сульфидов или тонко перетертых сланцев. Он обычно брекчирован и сцементирован кварцем IV. В шлифах кварц II часто замутнен и зерна его с неровными зубчатыми краями имеют лоскутную структуру. Для них характерны также шахматная структура, волнистое и струйчатое угасание.

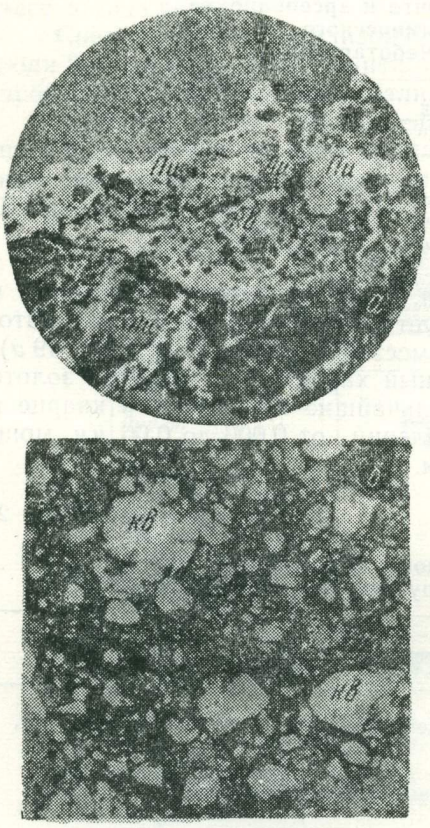


Рис. 49.

а—выделения электрума (светлое) в кварце (серое). Полированный шлиф. Увел. в 21 раз. *б*—кварц—турмалиновая брекчия. Обломки кварца (светлое). Цемент—тонкозернистый турмалин (черное). Прозрачный шлиф. Увел. в 40*.

Данная разновидность кварца отличается небольшими средними содержаниями золота и серебра (табл. 25).

Кварц III криптозернистый. Совместно с турмалином цементирует обломки кварца ранних генераций, полевого шпата и других минералов в кварц-турмалиновых брекчиях.

Кварц IV белый до светло-серого, массивный, трещиноватый. В нем установлены пирит и минерал, подобный актинолиту.

Кварц V совместно с карбонатом образует маломощные прожилки, секущие рудные тела.

Турмалин—весьма характерный жильный минерал месторождения. Он входит в состав цемента описанных выше кварц-турмалиновых брекчий (рис. 49*б*), где ассоциирует с серицитом, актинолитом (?) и кварцем III. Турмалин представлен тонкозернистой разностью, образующей плотные скопления коричневато-бурого, зеленоватого и темно-серого и черного цвета. Содержание золота в кварц-турмалиновых брекчиях не превышает 3 *г/т*.

В качестве поисковых признаков золоторудных тел могут быть использованы кварцевые жилы, кварцевые, кварц-сланцевые брекчии с проявлением сульфидной минерализации; зоны гидротермально измененных пород, сопровождаемых окварцеванием и лимонитизацией; присутствующий в породах мышьяк (прямые поисковые признаки). Весьма благоприятными для обнаружения золотого оруденения могут быть зоны поздней турмалинизации; кварц-турмалиновые брекчии; участки сильно дислоцированных и интенсивно дробленных пород, особенно кварц-слюдистых сланцев, обладающих большой хрупкостью по сравнению с другими разновидностями сланцев; разрывные нарушения широтного, северо-восточного, северо-западного и в меньшей мере меридиональных направлений; места сопряжений крупных разрывных нару-

шений с мелкими оперяющими трещинами; участки насыщения дайками лампрофиров (косвенные поисковые признаки).

Таблица 25

Содержание золота, серебра и других важнейших примесей в кварцах разных генераций по данным пробирного и спектрального анализов

Генерация кварца	Кол-во проб	Cu		Pb		Zn		As		Ba	
I	3	100	Сл.	—	—		—	33	2	—	—
II	7	100	1	100	2—3	57	2	71	3	—	—
IV	10	90	1	70	1	40	2	50	2—3	30	2
V	1		Сл.	—	—		—		—	—	—

Генерация кварца	Кол-во проб	Sr		Mn		V		Au, г/т	Ag, г/т	Ag:Au
I	3	—	—	66	1—2	66	1	0,3	5,3	17,6
II	7	14	2	100	2	85	1	7,0	48,5	6,9
IV	10	30	2	100	2	50	1—2	1,2	32,0	26,6
V	1	—	2	—	2—3	4		0,0	9,0	

Примечание. По каждому элементу в первой колонке приведена частота встречаемости, во второй—содержание.

КВАРЦ-ПИРИТ-АРСЕНОПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ
(Мурунтауское рудное поле)

УДК 553.411

Благодаря открытию в последние годы месторождения Мурунтау и многих других более мелких месторождений и рудопроявлений золота Центральные Кызылкумы выдвинулись в ряд крупных золотоносных провинций СССР. Нами описывается Мурунтауское золоторудное поле, выявленное геофизическими работами в 1956—1957 гг. (П. В. Храмышкин и др.). Предварительное изучение его проведено В. М. Шурыгиным и Е. И. Абрамовым. Геологоразведочными работами руководили К. Б. Шулятников, Г. В. Горев и Г. В. Касавченко. Структура рудного поля изучалась А. Т. Бендиком. Минералогические исследования проводили Н. П. Нестерова, Ю. Г. Заремба, Н. Д. Митрошина и др., а петрографические — И. П. Заревич, Л. Н. Протасевич и др. Условия локализации золота исследовались А. Т. Бендиком, С. Д. Шером, Е. А. Сибиряковым, В. М. Скляровым, А. И. Желюковым. В разные годы рудное поле изучали П. Н. Подкопаев, Р. П. Бадалова, Г. М. Чеботарев, Н. В. Петровская, Ю. И. Петров, Х. Р. Рахматуллаев и др. Руководство геологическими исследованиями осуществляли В. Г. Гарьковец и В. А. Талалов.

В настоящем очерке разделы «Геологическая позиция и условия формирования рудного поля в общей схеме геологии района», «Геология рудного поля», «Последовательность развития структур рудного поля, характер и особенности их размещения» написаны А. Т. Бендиком; «Особенности локализации и распределения золотого оруденения, морфологические типы рудных тел»— А. Т. Бендиком, Ю. Г. Заремба и Г. В. Касавченко; «Метасоматические изменения вмещающих пород» — С. Д. Шером и Х. Рахматуллаевым; «Минералого-геохимическая характеристика руд»—Н. П. Нестеровой и Г. М. Чеботаревым, «К вопросу о генезисе рудных образований» — А. Т. Бендиком, С. Д. Шером и Г. В. Касавченко; «О перспективах района и некоторые поисковые признаки на золото» — Г. В. Касавченко и А. Т. Бендиком.

Геологическая позиция и условия формирования Мурунтауского рудного поля в общей схеме геологии района

УДК 553.411+553.291

Рудное поле расположено в северной части Аристанбельтауской структурно-фациальной подзоны Центральных Кызылкумов, в север-

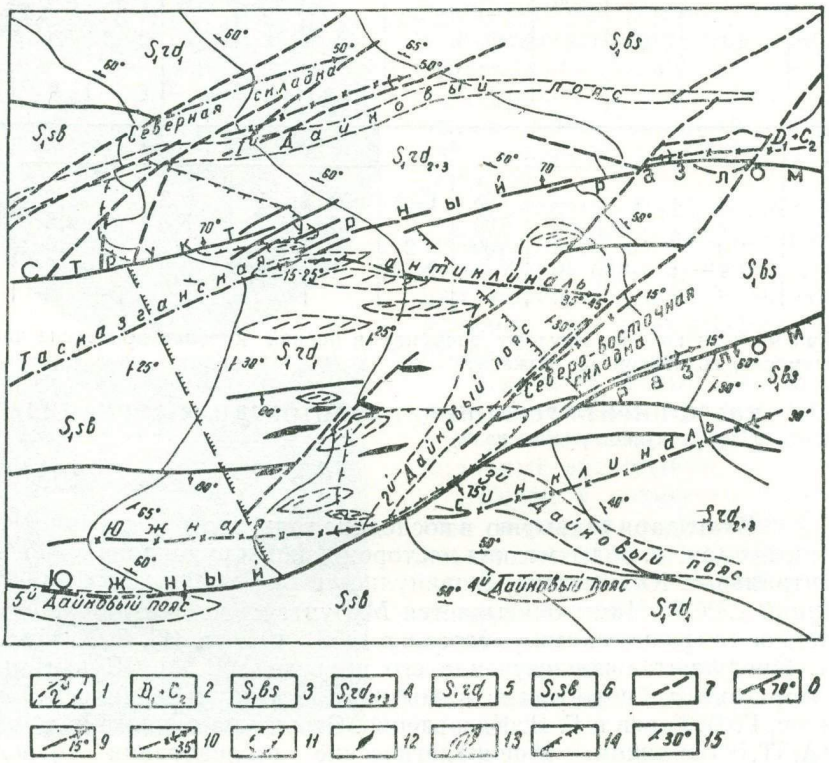


Рис. 50. Схема тектонического строения Мурунтауского рудного поля. Составил А. Т. Бендик.

1—границы дайковых пучков и их номера; отложения среднего карбона и нижнего девона (D_1+C_2); *2, 3*—бесапанской свиты; *4*—рудовмещающей свиты, средней и верхней подсвит; *5*—рудовмещающей свиты, нижней подсвиты; *6*—зимбылтауской свиты; *7*—герцинские разрывные нарушения; *8*—каледонские разрывные нарушения; *9*—оси антиклиналей и углы погружения их шарниров; *10*—оси синклиналей и углы погружения их шарниров; *11*—границы зон мелкой складчатости; *12*—зоны развития кулисообразно расположенных трещин отрыва, залеченных древним (калелонским?) кварцем; *13*—зоны развития кулисообразно расположенных трещин отрыва, залеченных кварц-турмалиновыми (послерудными) брекчиями; *14*—границы блока, подвергшегося максимальным и длительным деформациям; *15*—элементы залегания пород.

ном крыле одноименного антиклинория, осложненного складками более высоких порядков и крупными разрывными структурами. Аристанбельтауская структурно-фациальная подзона имеет двухэтажное строение. Палеозойское основание, отвечающее геосинклинальному этапу развития района, характеризуется сильной дислоцированностью и сложено нижнесилурийской осадочно-метаморфической толщей и перекрывающими ее карбонатными отложениями $Д_1+C_2$. В верхнем этаже, отвечающем платформенному этапу развития района и представленному мезо-кайнозойскими отложениями (Cr_2+Pg), развиты пологие складки покровного типа.

В районе рудного поля геологосъемочными работами (П. Н. Подкопаев, О. И. Ким и др.) установлены крупная Тасказганская антиклиналь, прослеживающаяся на десятки километров, и несколько крупных разрывных нарушений субширотного простирания (Южный, Бесапанский и Структурный разломы).

Тасказганская антиклиналь на своем протяжении неоднократно ундулирует, и осевая плоскость ее претерпевает изгибы как по падению, так и по простиранию. В пределах рудного поля простирание шарнира ее изменяется от восток-северо-восточного (70°) в западной части до субширотного (95°) в восточной. Соответственно изменяется и угол погружения шарнира складки от 15—25° до 35—45°, а также залегание осевой плоскости антиклинали (ее симметрия): в западной части складка асимметрична (углы падения пород в северном крыле 60—70°, в южном — 15—25°), в восточной — симметрична (углы падения пород на крыльях 50—60°).

Крылья Тасказганской антиклинали разбиты серией сколовых нарушений. В северном крыле (вблизи шарнира) проходит Структурный разлом, в южном — крупный Южный выброс.

Золоторудная минерализация локализуется в основном на пологом южном крыле Тасказганской антиклинали в блоке, заключенном между Южным и Структурным разломами (рис.50). Рудовмещающими породами являются метаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы сравнительно однотипного состава, переслаивающиеся между собой.

Стратиграфия и литологические особенности рудовмещающих пород

Многообразие литологических разновидностей пород в разрезе песчано-сланцевых отложений рудного поля обусловлено наложением метаморфических процессов. Наряду с этим различные по степени изменения породы имеют ряд общих черт. Их химические и петрографические составы (по И. П. Заревич) близки между собой. Степень сортировки, окатанности и размеры обломочного материала различных литологических разновидностей пород почти идентичны по всему разрезу отложений.

Схема расчленения песчано-сланцевых отложений рудного поля до настоящего времени остается спорной, ввиду полного отсутствия в разрезе отложений надежных маркирующих горизонтов и органических остатков. Так, П. Н. Подкопаев, В. И. Зонов, О. И. Ким и др., применив при расчленении в качестве основного критерия различные соотношения обломочных и филлитовидных пород и различную степень их метаморфизма, разделяют осадочно-метаморфические отложения рудного поля (снизу — вверх) на зимбылтаускую (500—600 *м*), мурунтаускую (1300—1500 *м*) и бесапанскую (1630 *м*) свиты. Мурунтаускую свиту они, в свою очередь, расчленяют на три подсвиты—нижнюю (625 *м*), среднюю (275—390 *м*) и верхнюю (300 *м*), а бесапанскую свиту — на нижнюю (800 *м*) и верхнюю (830 *м*) подсвиты (рис. 51).

По данным А. Т. Бендика, И. М. Харисова, А. Г. Лузановского, А. И. Желюкова и др., верхняя и средняя подсвиты мурунтауской свиты по литологическому составу и степени изменения не отличаются друг от друга. В связи с этим они были объединены.

Зимбылтауская свита представлена сланцами, в состав которых в разных комбинациях и различных количественных соотношениях входят хлорит, альбит, кварц, серицит, углистое вещество. Различное соотношение в породах указанных минералов создает ряд переходных петрографических разновидностей сланцев, микроскопически мало чем отличающихся друг от друга. В разрезе зимбылтауской свиты макроскопически

четко выделяются две группы сланцев — углисто-слюдисто-кварцевые и углисто-слюдистые. Химические составы их (по И. П. Заревич) даны в табл. 26.

Сланцы зимбылтауской свиты являются полиметаморфическими образованиями. Они характеризуются плохой сортировкой, слабой окатанностью, большим разнообразием состава обломочного материала (кварц, плагиоклаз, калишпаты, турмалин, апатит, циркон, мусковит, кремни, кремнистые сланцы, кварциты, филлитовидные сланцы, гранофиры и др.), наличием реликтово-обломочных структур (бластопсаммитовой, бластоалевритовой) и преобразованием глинистого вещества цемента в мелкозернистые агрегаты хлорита, серицита, биотита и кварца. Общий минералогический состав сланцев зимбылтауской свиты по результатам пересчета полных силикатных анализов с учетом изучения прозрачных шлифов (по И. П. Заревич) приведен в табл. 27.

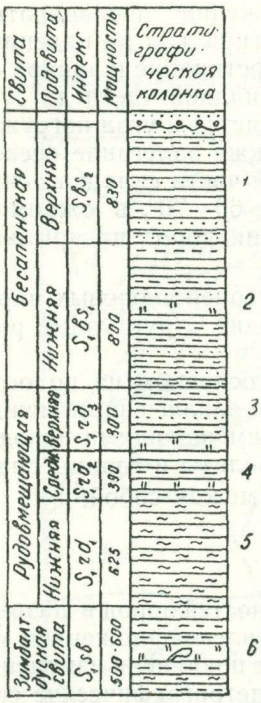


Рис. 51. Стратиграфическая колонка рудовмещающей толщи Мурунтауского рудного поля (по П. Н. Подкопаеву).

1—песчаники, алевролиты с прослоями филлитовидных сланцев; *2*—алевролиты и филлитовидные сланцы с редкими прослоями песчаников и линзами углисто-кремнистых сланцев; *3*—алевролиты, реже песчаники с прослоями филлитовидных сланцев и линзами кремнистых сланцев; *4*—алевролиты филлитовидных сланцев, линзы углисто-кремнистых сланцев; *5*—сланцы хлорито-альбито-кварцевые, биотито-альбито-кварцевые, биотито-хлоритовые, биотито-кварцевые, хлорито-кварцевые с редкими прослоями алевролитов; *6*—алевролиты, песчаники, филлитовидные, кремнистые сланцы с линзами доломитов.

Выше по разрезу зимбылтауская свита постепенно сменяется мурунтауской, представленной в основном обломочными породами с подчиненным количеством сланцев и углисто-кремнистых пород. Для свиты характерна плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала. Углистое вещество распределено в породах неравномерно—в виде пятен, по-видимому, за счет выноса его в процессе гидротермального метаморфизма.

Нижняя подсвита мурунтауской свиты сложена интенсивно метаморфизованными алевролитами и песчаниками углисто-полевошпато-кварцевого состава (45—50% мощности подсвиты), частично преобразованными в сланцы с реликтово-обломочными структурами; микроритмично переслаивающимися (10—15 слоев на 1 *см*) алевролитами и сланцами или слюдисто-кварцевыми сланцами (40—45%); филлитовидными сланцами, аналогичными углисто-слюдистым сланцам зимбылтауской свиты (3—5%); и алевролитами с карбонатным цементом (3—5%).

Углисто-слюдистые сланцы макроскопически резко отличаются от других разновидностей пород нижней подсвиты и наблюдаются в виде сравнительно выдержанных на 200—300 *м* по простиранию пластов мощностью от 0,5 до 25—30 *м*, что придает им значение маркирующих горизонтов.

Метаморфизованные алевролиты и песчаники и слюдисто-кварцевые сланцы обычно тесно переслаиваются и связаны между собой по простиранию взаимными фациальными переходами. Мощность отдельных прослоев и линз описываемых пород и алевролитов с карбонатным цементом колеблется от первых сантиметров до нескольких метров.

Средняя и верхняя подсвиты мурунтауской свиты представлены менее метаморфизованными углисто-полевошпато-кварцевыми алевро-

Таблица 26

Химический состав сланцев зимбылтауской свиты (по И. П. Заревич), %

Сланцы	Объемный вес	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	Al_2O_3	CaO
Углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с реликтово-псаммитовыми (*а*) и реликтово-алевролитовыми (*б*) структурами								
Хлорит-альбит-кварцевые (*а*)	—	81,71	0,0	1,66	0,53	Сл.	9,17	0,30
Серицит-кварцевые (*а*)	—	84,27	0,01	2,59	0,53	Сл.	7,39	0,30
Серицит-альбит-кварцевые (*а, б*)	2,44	73,59	1,08	0,92	0,50	Нет	10,68	0,56
Биотит-альбит-кварцевые (*а*)	2,52	78,66	0,57	2,03	0,62	Сл.	10,32	0,56
Альбит-биотит-кварцевые (*а*)	2,64	81,06	0,01	2,59	0,50	Нет	8,72	0,42
Альбит-серицит-кварцевые (*а, б*)	2,39	73,06	0,51	1,29	0,67	Нет	11,75	1,26
Углисто-слюдистые сланцы								
Биотитовые филлитовидные	—	48,27	3,46	1,29	1,20	0,03	26,97	0,30
Альбит-кварц-биотитовые	—	66,66	1,96	1,29	0,68	0,03	15,58	1,00
Аргиллитовые с биотитом и кальцитом	1,75	63,75	2,63	0,37	0,75	Сл.	16,91	1,40
Серицит-хлорит-кварцевые филлитовидные	2,13	58,93	3,65	1,85	0,72	0,0	19,76	0,56

Сланцы	MgO	K_2O	Na_2O	П. п. п.	H_2O	CO_2	SO_3 общ.	P_2O_5	Σ
Углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с реликтово-псаммитовыми (*а*) и реликтово-алевролитовыми (*б*) структурами									
Хлорит-альбит-кварцевые (*а*)	0,70	1,89	1,79	1,74	0,25	Нет	0,09	0,02	99,73
Серицит-кварцевые (*а*)	0,60	1,98	0,85	1,55	0,38	0,12	0,13	0,05	100,45
Серицит-альбит-кварцевые (*а, б*)	1,00	1,88	2,13	1,78	0,22	0,15	0,04	0,06	99,22
Биотит-альбит-кварцевые (*а*)	1,10	1,49	2,26	1,34	0,28	Нет	0,06	0,45	98,95
Альбит-биотит-кварцевые (*а*)	0,95	1,11	1,94	1,38	0,35	Нет	0,05	0,09	99,68
Альбит-серицит-кварцевые (*а, б*)	0,90	2,30	2,90	2,06	0,30	0,30	0,03	0,32	97,00
Углисто-слюдистые сланцы									
Биотитовые филлитовидные	1,50	7,78	0,95	5,90	0,58	Нет	0,30	0,05	99,04
Альбит-кварц-биотитовые	1,60	3,98	1,60	4,03	0,27	0,48	0,07	0,10	98,68
Аргиллитовые с биотитом и кальцитом	2,05	4,45	0,48	4,54	0,65	1,22	0,15	0,16	97,33
Серицит-хлорит-кварцевые филлитовидные	2,40	4,60	1,35	4,75	0,47	0,11	0,05	0,21	99,04

литами и песчаниками, переслаивающимися с кварц-хлоритовыми (иногда с серицитом и биотитом) и углисто-слюдистыми сланцами. Встречаются также линзы углисто-кремнистых сланцев.

Таблица 27

Минералогический состав сланцев зимбылтауской свиты (по И. П. Заревич), %

Сланцы	Кварц	Плагиоклаз	КШП	Хлорит	Серицит	Биотит	Карбонат	Прочие минералы
Углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с реликтово-псаммитовыми (*а*) и реликтово-алевролитовыми (*б*) структурами								
Хлорит-альбит-кварцевые (а)	59,0	15,2	8,4	14,8	—	3,0	—	—
Серицит-кварцевые (а)	71,3	7,2	—	—	15,4	2,0	0,3	—
Серицит-альбит-кварцевые (а, б)	46,7	18,1	—	12,0	22,3	—	0,4	0,5
Биотит-альбит-кварцевые (а)	70,6	12,4		6,3	—	10,6	—	0,1
Альбит-биотит-кварцевые (а)	73,7	9,8	—	5,5	—	11,0	—	—
Альбит-серицит-кварцевые (а, б)	60,0	14,5	—	—	21,7	—	0,8	3,0
Углисто-слюдистые сланцы								
Альбит-кварц-биотитовые	33,7	13,6	—	6,0	—	42,1	1,1	3,8
Аргиллитовые с биотитом и кальцитом	50,8	2,2	—	30,3	—	14,0	2,7	—
Серицит-хлорит-кварцевые филлитовидные	45,2	6,8	—	20,1	27,9	—	—	—

Микроскопическое изучение пород мурунтауской свиты показало, что состав и размеры, окатанность и сортировка обломков в алевролитах и песчаниках практически не изменяются по всему разрезу.

На мурунтауской свите залегают песчаники, алевролиты и сланцы бесапанской свиты. В ней, особенно в верхней подсвите, резко преобла-

Таблица 28

Химический состав пород мурунтауской и бесапанской свит (по И. П. Заревич), %

Породы	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	Al_2O_3	CaO	MgO
Мурунтауская свита								
Интенсивно метаморфизованные алевролиты и песчаники, частично преобразованные в сланцы с реликтово-обломочными структурами	81,78	0,31	1,65	0,82	0,02	7,78	0,42	1,00
	82,73	0,0	1,93	0,57	0,02	7,60	0,56	0,85
	73,93	0,27	2,01	0,84	0,03	11,76	0,91	1,45
	68,96	2,70	1 79	0,87	0,04	13,21	1,05	1,90
	79,34	0,55	0,93	0,69	0,00	9,95	0,43	0,95
	74,75	0,36	2,15	0,43	0,01	11,34	0,90	2,01
	73,06	1,50	1,58	0,66	0,02	11,16	1,90	1,61
	76,05	0,35	1,58	0,71	0,11	10,26	1,69	1,41
	73,65	0,81	1,79	0,55	0,02	11,07	1,26	1,71
Углисто-кремнистые сланцы	95,95	0,0	0,70	0,0	0,0	0,90	0,35	0,15
Бесапанская свита								
Песчаники	79,11	0,00	5,36	0,50	Сл.	8,92	0,35	1,20
	88,93	0,07	4,44	0,45	Сл.	6,76	0,56	0,20
	78,22	0,00	4,80	0 48	Сл.	9,79	0,56	0,60
Алевролиты	72,84	0,56	4,44	0,55	Сл.	12,10	1,61	1,00
	69,83	0,19	7,08	0,58	0,30	12,99	0,42	1,30
	76,29	0,03	2,77	0,50	0,0	10,5	2,24	0,80
Филлитовидные сланцы	60,82	0,13	5,87	0,70	0,04	17,14	2,10	3,30
	57,24	0,16	6,84	0,70	Сл.	19,22	1,21	2,90
	71,21	0,0	5,36	0,55	Сл.	13,0	0,56	0,60

Продолжение табл. 28

Породы	K_2O	Na_2O	П. п. п.	H_2O	CO_2	SO_3 общ.	P_2O_5	Σ
Мурунтауская свита								
Интенсивно метаморфизованные алевролиты и песчаники, частично преобразованные в сланцы с реликтово-обломочными структурами	2,00	2,81	1,10	0,07	0,05	0,00	0,15	99,76
	1,14	3,37	1,14	0,07	0,05	0,05	0,13	99,96
	3,00	4,40	1,14	0,04	0,11	0,03	0,23	99,78
	3,08	3,0	2,92	0,19	0,05	0,03	0,22	99,73
	2,31	2,21	2,50	0,11	0,05	0,01	0,14	99,97
	3,20	4,00	1,11	0,12	0,16	0,02	0,17	100,73
	3,00	4,25	1,50	0,13	0,71	0,03	0,20	101,31
	2,25	3,60	1,60	0,15	0,05	0,07	0,27	100,15
	3,00	5,00	1,10	0,12	0,38	0,02	0,18	100,66
Углисто-кремнистые сланцы	0,22	0,16	1,18	0,04	0,16	0,0	0,27	100,08
Бесапанская свита								
Песчаники	1,14	1,98	2,05	2,28	Нет	0,15	0,20	100,61
	0,61	1,52	0,72	0,06	Нет	0,03	0,18	100,01
	1,47	1,85	1,12	0,08	0,08	1,12	1,47	100,70
Алевролиты	2,33	1,66	2,30	0,12	Нет	0,00	0,14	99,51
	2,84	1,75	2,24	0,10	Нет	0,01	0,14	99,56
	1,69	2,70	2,56	0,08	1,15	0,07	0,16	100,16
Филлитовидные сланцы	2,78	2,26	3,87	0,14	Нет	0,02	0,11	99,45
	4,97	2,22	4,01	0,12	0,44	0,04	0,16	100,23
	1,07	1,76	2,45	0,15	Нет	0,03	0,14	99,28

Таблица 29

Минералогический состав пород мурунтауской и бесапанской свит (по И. П. Заревич), %

Породы	Кв.	Пл.	КШП	Хл.	Сер.	Би	Ка	Прочие минералы
Мурунтауская свита								
Интенсивно метаморфизованные алевролиты и песчаники, частично преобразованные в сланцы с реликтово-обломочными структурами	57,0	26,0	—	—	16,5	—	0,1	—
	57,6	31,0	—	—	—	10,6	0,1	—
	34,7	40,1	—	—	—	25,2	0,2	—
	38,1	28,9	—	6,2	26,0	—	0,1	—
	56,1	21,1	—	—	22,0	—	0,1	—
	38,8	35,9	10,4	—	—	11,5	0,3	1,0
	35,0	38,5	12,0	—	—	8,9	1,6	1,6
	43,2	36,3	7,9	—	—	8,5	0,1	1,7
	31,7	44,3	11,5	—	—	9,7	0,9	1,3
Углисто-кремнистые сланцы	95,4	—	—	1,9	1,7	—	0,3	—
Бесапанская свита								
Песчаники	51,1	16,4	1,5	16,9	14,1	—	—	—
	76,2	10,4	1,8	11,6	—	—	—	—
	68,1	12,3	1,5	12,6	5,5	—	—	—
Алевролиты	64,0	10,4	—	11,0	—	14,6	—	—
	58,0	11,1	3,0	11,0	11,1	—	—	5,7
	62,8	17,8	1,8	8,3	6,7	—	2,6	—
Филлитовидные сланцы	42,8	13,7	—	26,2	—	17,3	—	—
	66,8	10,6	—	16,3	6,3	—	—	—
	34,4	12,0	—	21,2	28,2	—	1,2	—

дают песчаники и переходные к алевролитам породы полевошпато-кварцевого состава при практически полном отсутствии углистого вещества.

Для песчаников бесапанской свиты характерна слабая сортировка и разнообразный состав обломков (кварц, плагиоклазы, калишпаты, мусковит, хлорит, турмалин, апатит, циркон, кремни, кремнистые сланцы, кварциты, различные сланцы, кварц-полевошпатовые породы, эффузивы и др.). Цемент хлорит-кварцевый, серицит-хлорит-кварцевый, иногда с биотитом.

Состав сланцев в основном хлоритовый, кварц-хлоритовый, кварц-серицит-хлоритовый. Глинистое вещество отсутствует. В сланцах наблюдается алевролитовая примесь — от 1—2 до 25%. В верхней подсвите встречаются также алевролиты с карбонатным цементом (до 5% мощности подсвиты).

Химический состав пород мурунтауской и бесапанской свит приведен в табл. 28, а валовый минералогический — в табл. 29.

Магматизм рудного поля

Магматические породы рудного поля представлены дайками. Они слагают 5 четко выраженных пучков. Простирание их, за исключением даек четвертого пучка, совпадает с общим направлением дайковых пучков.

Первая группа даек расположена несколько севернее и параллельно шарниру Тасказганской антиклинали. На участке перегиба осевой плоскости антиклинали простирание пояса изменяется с северо-восточного на широтное. Падение даек субвертикальное, длина по простиранию колеблется от 50 до 500 *м*, а мощность — от 1 до 7 *м*.

Вторая группа даек прослеживается в восточной части рудного поля в северо-восточном направлении. Падение их северо-западное, крутое, длина по простиранию 10—300 *м*, а мощность 1—10 *м*.

Третья группа расположена южнее Южного взброса и прослеживается в субширотном (несколько в юго-восточном) направлении. Падение их субвертикальное, длина по простиранию колеблется от 300 до 700 *м*, а мощность — 0,5—10 *м*.

Четвертая группа находится южнее третьей и простирается в широтном направлении. Ее слагают кулисообразно расположенные дайки северо-восточного простирания. Падение их северо-западное, крутое. Длина по простиранию колеблется от 10 до 50 *м*, а мощность — от 3 до 5 *м*.

Пятая группа даек прослеживается в широтном направлении в юго-западной части рудного поля. Простирание их субширотное, падение субвертикальное, мощность 1—3 *м*, а максимальная длина по простиранию 100 *м*.

В центральной части рудного поля встречено лишь несколько маломощных даек.

По петрографическим особенностям дайки, размещающиеся в периферических частях рудного поля, относятся к щелочному ряду с переходом к умеренно кислым породам. Намечаются две ветви пород: калиевая, существенно обогащенная калиевым полевым шпатом, и натриевая, полевые шпаты которой представлены альбитом.

Дайки калиевого ряда различаются между собой лишь по структурным особенностям и могут быть в целом отнесены к сиенит-порфирам. Выделяются сиенит-порфиры бостонитовой структуры, распространенные в основном в пятой дайковой группе и частично в третьей, и сиенит-порфиры со сферолитовой структурой основной массы, слагающие вторую и четвертую дайковые группы.

Дайки второй, существенно натриевой ветви, относятся к плагиогранит-порфирам с несколько повышенной щелочностью. Наблюдается четко выраженная локализация плагиогранит-порфиров в первом и третьем дайковых поясах. Химический состав и числовые характеристики пород, по А. Н. Заварицкому, приведены в табл. 30 и на диаграмме (рис. 52).

Первичный состав даек, обнаруженных в центральной части рудного поля, восстановить не удается. Это темно-серые с коричневым оттенком интенсивно рассланцованные и метасоматически измененные

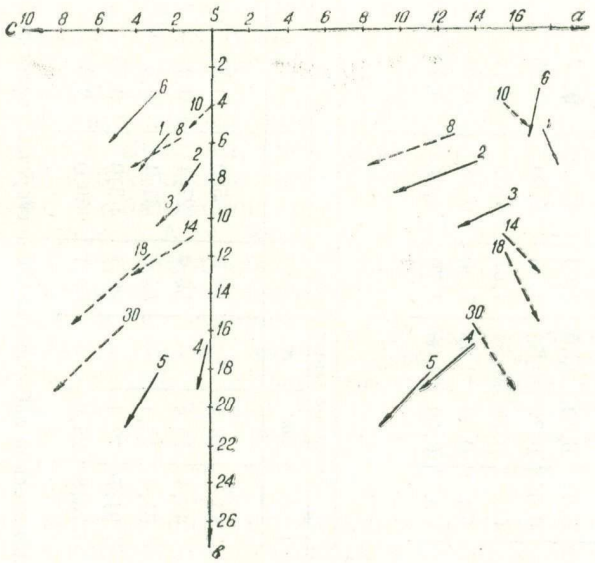


Рис. 52. Диаграмма химических составов магматических гранитоидных даек Мурунтауского рудного поля по Заварицкому (сплошными линиями обозначены породы рудного поля, пунктирными — средние составы пород по Р. Дэли).

1, 4, 6—сиенит-порфиры; *2, 3, 6*—гранит-порфиры; *8*—кварцевый порфир, *10*—щелочной гранит, *14*—щелочно-земельный рогово-обманковый сиенит; *18*—сиениты (включая 5 щелочных типов); *30*—монцонит.

породы, состоящие на 65—70% из новообразованных полевых шпатов (микроклин и альбит, причем микроклин замещается альбитом), кварца (15—20%) и биотита (до 10%), с реликтами порфировых выделений плагиоклазов и калишпатов, отражающих первичную порфировую структуру породы. Кварц довольно равномерно распределен в породе в виде ксеноморфных изометрических зерен (первичный магматогенный кварц). Метасоматический кварц замещает основную массу, порфировые выделения полевых шпатов (первичных) и биотит, иногда выделяется в виде сегрегационных прожилков. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, сфен.

Прямые возрастные взаимоотношения даек ввиду их пространственной разобщенности отсутствуют. Наблюдаются только соотношения даек с кварцевыми жилами и сульфидной минерализацией.

Сиенит-порфиры и плагиогранит-порфиры (рис. 53) повсеместно пересекают жилы и прожилки крупнозернистого кварца и вблизи пересечений включают кварцевые ксенолиты.

Таблица 30

Химический состав гранитоидных даек южной части рудного поля и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Порода	Весовые проценты												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	П. п. п.
Сиенит-порфир	65,53	0,38	16,32	4,10	0,47	0,03	0,60	2,10	5,00	4,43	0,27	0,04	0,03	2,26
Гранит-порфир	71,56	0,30	14,52	2,40	0,54	0,05	0,70	0,56	3,43	5,00	0,20	0,02	0,02	1,64
Гранит-порфир	66,15	0,45	16,80	4,60	2,02	Сл.	0,70	1,54	4,37	4,50	0,18	0,03	0,10	1,33
Сиенит-порфир	75,63	0,13	14,23	0,90	0,32	Сл.	0,30	0,42	7,80	0,18	0,08	0,07	0,00	0,59
Гранит-порфир	66,06	0,28	17,17	2,00	0,76	Сл.	0,50	2,38	4,70	4,67	0,44	0,28	0,02	2,59

Порода	Числовые характеристики												
	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
Сиенит-порфир	17,5	2,2	5,5	74,2	—	73,7	18,8	7,5	63,3	65,0	0,5	11,8	7,9
Гранит-порфир	14,1	0,6	7,1	78,1	44,0	40,4	15,6	—	50,9	27,4	0,3	41,6	23,9
Гранит-порфир	15,7	1,8	9,3	79,8	26,5	61,4	12,1	—	59,5	41,4	0,5	19,8	8,8
Сиенит-порфир	13,9	0,3	16,7	68,9	2,9	94,7	2,4	—	98,8	3,9	0,08	9,9	46,3
Гранит-порфир	17,3	2,3	3,3	76,4	4,2	70,8	25,0	—	60,1	50,0	0,3	15,4	5,9

Примечание. Анализы произведены в Центральной химической лаборатории Министерства геологии УзССР А. Т. Бендиком.

Сульфидные и кварц-сульфидные прожилки отчетливо пересекают все выявленные разновидности даек. Установлены также пересечения даек прожилками шестоватого и «розетчатого» кварца и кварц-турмалиновыми прожилками, а даек в центральной части рудного поля — прожилками крупнозернистого кварца.

Данных для определения положения даек в общей истории магматизма района еще не достаточно. И. Х. Хамрабаев (1964), отмечая в районе дайкообразные тела северо-западного и широтного простирания (имея в виду дайки третьего дайкового пучка), описывает их состав как переменный от гранит-порфиров и гранофиров до гранодиорит-порфиров и микродиоритов и относит их к субвулканической фации гранодиоритов (вторая фаза герцинской интрузивной деятельности).

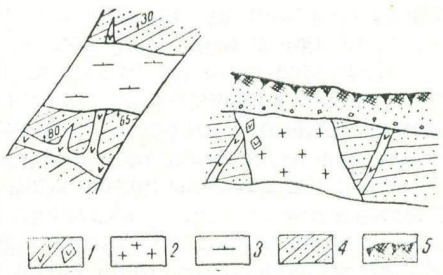


Рис. 53. Взаимоотношения даек гранит-порфиров и сиенит-порфиров с крупнозернистым кварцем (зарисовки дна и стенки канав).

1—прожилки и ксенолиты крупнозернистого кварца, *2*—гранит-порфиры, *3*—сиенит-порфиры, *4*—песчаники, *5*—наносы.

Каледонские интрузивные породы в районе не известны, но есть проявления субвулканических даек кварцевых альбитофиров и плагиофиров, которые А. А. Кустарникова и Х. Р. Рахматуллаев по аналогии с соседними районами Тамдытау относят к силур-нижнедевонскому вулканогенному комплексу. Подтверждением этому могут служить также находки в центральной части рудного поля рассланцованных, интенсивно метасоматически измененных даек кислого состава, пересеченных прожилками крупнозернистого кварца, обильная галька которого наблюдается в нижнедевонских конгломератах и гравелитах.

Последовательность развития структур рудного поля, характер и особенности их размещения

Структуру рудного поля (рис. 50) определяет Тасказганская антиклиналь. В западной части его она простирается в северо-восточном направлении (по азимуту 70°) и асимметрична; в северном крыле породы имеют близкое к широтному простирание и падают на север под углом 60—70°, а в южном — субмеридиональное и падают на восток под углом 15—30°. Далее к востоку осевая плоскость антиклинали претерпевает изгиб и приобретает восток-юго-восточное направление. Складка становится симметричной с углами падения пород на крыльях 50—60°. Размах крыльев антиклинали 5,5—6,0 *км*. Шарнир ее погружается на восток в западной части под углом 15—25°, в восточной — 35—45°.

Изгиб осевой плоскости антиклинали вызвал увеличение ширины выхода пород на дневную поверхность в северном ее крыле к западу, а в южном — к востоку от точки перегиба и обусловил образование двух зон интенсивной мелкой складчатости с куполами и мульдами.

Дополнительная складчатость Тасказганской антиклинали выражена на северном крыле северной полной складкой, на южном — крупной южной синклиналью и северо-восточной полной складкой. Южное крыло Тасказганской антиклинали, кроме того, осложнено многочисленными складчатыми нарушениями более высоких порядков, имеющими характер плавных перегибов. Последние на участках общего пологого залегания мурунтауской свиты (центральная часть рудного поля) приобретают вид пологих брахискладок с неясно выраженными, ориентирован-

ными в меридиональном направлении, шарнирами. Размеры таких складок в поперечнике достигают 100—200 *м*. Углы падения пород на крыльях брахискладок не превышают 5—15°.

В центральной и юго-восточной частях месторождения отмечается несколько узких антиклинальных складок, в ядрах которых залегают секущие, крутопадающие кварцевые жилы. Оси этих складок вытянуты в субширотном направлении (параллельно жилам), размах крыльев невелик (25—50 *м*). Элементы залегания пород в южном крыле 130—160° ∠ 5—30°, в северном — 230—300° ∠ 5—10° (пропеллерообразный изгиб пластов). Длина по простиранию их соизмерима с длиной кварцевых жил и образование их, по-видимому, генетически связано с образованием кулисообразно расположенных трещин отрыва, впоследствии залеченных кварцем.

Наиболее сложное строение имеет южная зона мелкой складчатости. В ней картируются две полные складки, шарниры которых параллельны Южному взбросу. Размах крыльев этих складок не превышает 100—150 *м* (общая ширина полосы со складками северо-восточного направления 500 *м*), углы падения пород на крыльях варьируют от 40 до 75°, длина по простиранию достигает 1000—1200 *м*. Складки северо-восточного направления погружаются на северо-восток со средними углами 15—20°. В северо-западной части южной зоны отмечаются складки широтного направления, в частности широкая (размах крыльев до 500 *м*) синклиналь, осложненная одной из описанных выше узких антиклиналей. Все крупные элементы южной зоны мелкой складчатости осложнены складками еще более высоких порядков.

Из всех разрывных нарушений наиболее важную роль в структуре рудного поля играют ограничивающие его с юга и севера Южный и Структурный разломы.

Южный разлом расположен в южной части рудного поля и прослежен более чем на 7 *км*. По внутреннему строению и направлению он отчетливо разделяется на три части. В западной части имеет широтное простирание и практически вертикальное падение и выражен интенсивным дроблением и перетиранием вмещающих пород. Далее к востоку Южный разлом приобретает северо-восточное простирание и крутое (70—75°) южное падение. Мощность его резко увеличивается. Кроме основного шва, появляется много оперяющих и параллельных сместителей, большинство которых выполнено брекчиями, сцементированными «розетчатым» кварцем. Характерна также интенсивная каолинизация дробленных вмещающих пород. Общая мощность зоны разлома центральной части достигает 120—150 *м*. Восточный участок разлома простирается в субширотном направлении, падает круто на юг и по внутреннему строению идентичен западному. По характеру перемещений Южный разлом является взбросом с амплитудой перемещений порядка 500 *м*.

Структурный разлом расположен несколько севернее шарнира Тасказганской антиклинали. В восточной части он представляет собой серию мелких сближенных трещин сбросо-сдвигового характера перемещений, а в западной части прослеживается в виде четкой, единой зоны дробления и перетирания пород. Структурный разлом простирается в широтном направлении, падает на север под углом 70—75°. Амплитуда перемещений по разлому не превышает 100 *м*.

Трещинная тектоника в блоке между Южным и Структурным разломами проявилась весьма интенсивно. По морфогенетическим признакам тектонические трещины можно разделить на три типа: отслоения, отрыва и скола.

Трещины отслоения широко распространены как в рудном поле, так и за его пределами и выполнены дорудными жилами и прожилками крупно- и среднезернистого кварца. Большинство их приурочено к пачкам тонкого переслаивания хрупких (песчаники и алевролиты) и более пластичных (сланцы) пород. Генезис трещин отслоения различный: а) возникшие в результате сложения пластов, когда контакты кварцевых прожилков, выполняющих эти трещины, являются плоскостями наслоения (характерно для участков с крутыми залеганиями пород), б) возникшие в результате растяжения блока пород в вертикальном направлении,когда контакты кварцевых прожилков не являются поверхностями наслоения, а зачастую пересекают их (характерно для участков с пологим залеганием пород).

Трещины отрыва развиты в основном в центральной части рудного поля. Они располагаются кулисообразно друг к другу и в общем группируются в линейно вытянутые зоны. Обладают постоянными элементами залегания — падение 160° ∠ 70—80°. Мощность трещин колеблется от 0,2 до 14 *м*, а длина по простиранию — от 25 до 300 *м*. Трещины отрыва, как правило, сопровождаются зонами неориентированного дробления пород. Мощность последних колеблется от нескольких сантиметров до 40 *м* и зависит от физико-механических свойств вмещающих пород. Механизм образования трещин отрыва до конца не выяснен. Выдержанность элементов залегания, кулисообразное расположение, характер контактов и выклинивания кварцевых жил, выполняющих эти трещины (через зону секущего прожилкового окварцевания при отсутствии тектонического шва на протяжении жилы), позволяют считать, что они возникли под действием вращающих усилий (пары сил) в горизонтальной или вертикальной плоскости.

Одна часть описываемых трещин выполнена крупно- и среднезернистым дорудным кварцем, другая — послерудными кварц-турмалиновыми брекчиями[1].

Из всех морфогенетических типов мелких разрывных нарушений наиболее распространены сколовые трещины. По направлению и времени заложения они сгруппированы в три системы: субширотные с падением 155—180° ∠ 60—85° и 335—5° ∠ 60—80°; субмеридиональные, падающие в направлении 285° ∠ 50—70°; северо-восточные с падением 125—140° ∠ 50—60°.

Субширотные сколовые нарушения отмечаются на всей площади рудного поля. Они выдержаны по простиранию и имеют мощность от нескольких миллиметров до 2 *м*. Длина наиболее крупных из них достигает 500—700 *м*. Сравнительно мощные субширотные трещины выполнены перетертыми вмещающими породами, иногда тектонической глинкой и тектоническими брекчиями, сцементированными поздними карбонатами. Наблюдается также выполнение субширотных трещин крупнозернистым кварцем, а чаще — блокирование согласных прожилков того же кварца. Среди дробленных и перетертых пород, выполняющих трещины, нередко встречаются гнезда и непротяженные жилы и прожилки шестоватого кварца, гнезда пирита и реже арсенопирита. К югу от Южного разлома субширотные трещины контролируют дайки плагиогранит-порфиров и сиенитовых порфиров. В пределах рудного поля в мелких субширотных трещинах локализованы пирит-арсенопиритовые и кварц-пирит-арсенопиритовые жилы и прожилки. По характеру перемещений субширотные сколовые трещины являются правыми сбросо-сдвигами, нередко с преобладанием горизон-

[1] И. Х. Хамрабаев и Х. Р. Рахматуллаев считают их интрарудными.

тальной составляющей амплитуды перемещений, не превышающей, за редким исключением, 10 — 20 *м*.

Субмеридиональные сколовые трещины пространственно тяготеют к участкам с промышленным оруденением. Они менее протяженные, чем субширотные (до 200 *м*, реже более). Мощность их выполнения от 0,2 до 2 *м*. По времени заложения субмеридиональные трещины моложе крупно- и среднезернистого кварца и выполнены шестоватым кварцем, кальцитом и брекчиями, сцементированными поздними карбонатами. По характеру перемещений субмеридиональные трещины являются сдвиго-взбросами с амплитудой перемещений 5—15 *м*, реже больше.

Сколовые трещины северо-восточного направления развиты широко, в основном в восточной и юго-восточной частях рудного поля. В западной и северо-западной его частях они практически отсутствуют. Длина трещин северо-восточного направления достигает 150—400 *м*, мощность их колеблется от 0,2 до 2 *м*. Они выражены тектонической глинкой и брекчиями, сцементированными поздними карбонатами. По характеру перемещений северо-восточные сколовые трещины являются взбросо-сдвигами с амплитудой перемещения 20—30 *м*, реже больше.

В пространственном размещении тектонических трещин выявлен ряд закономерностей:

а) наибольшее количество мелких сколовых трещин, группирующихся в четкие системы, размещается в тектоническом блоке между Южным и Структурным разломами;

б) к северу от Структурного разлома, кроме субширотных трещин, имеются трещины скола северо-западного и субмеридионального простираний (падение 55° $\angle$ 70° и 90° $\angle$ 80°);

в) блок между Структурным и Южным разломами по ориентировке сколовых трещин разделяется на западную и восточную части. Общими для обеих частей являются субширотные и субмеридиональные трещины (падение 285° $\angle$ 65°), а также многочисленные трещины отрыва субширотного направления; в восточной части, кроме того, развиты разрывные нарушения северо-восточного простирания с крутым южным падением (130° $\angle$ 60°), в общем параллельные Южному разлому;

г) в блоке между Южным и Структурным разломами наблюдается разновозрастность заложения сколовых трещин, входящих в одну и ту же систему;

д) отмечается также обилие разновозрастных определенно ориентированных и кулисообразно расположенных трещин отрыва, несущих на себе следы повторных приоткрываний;

е) к югу от Южного разлома, кроме субширотных трещин, распространены сколовые трещины северо-западного (падение 35° $\angle$ 65°) и северо-восточного (падение 320° $\angle$ 65°) простираний, падающие навстречу Южному разлому, а также протяженные трещины отрыва широтного направления (аз. прост. 90°);

ж) за пределами блока кулисообразно расположенные трещины отрыва полностью отсутствуют.

Установленные закономерности размещения мелких тектонических нарушений позволяют заключить, что структурные особенности рудного поля обусловлены движениями по Южному и Структурному разломам. Постоянство элементов залегания трещин отрыва, выполненных дорудными крупно- и среднезернистым и шестоватым кварцами и послерудными кварц-турмалиновыми брекчиями, указывает на длительное сохранение плана деформации в центральной части рудного поля, что обеспечивалось трансформирующими структурными поверхностями, роль которых выполняли Южный и Структурный разломы. Решающая роль в трансформации, возможно, изменчивого в пределах рудного поля плана

деформации и в распределении гидротермальных образований принадлежит центральному звену Южного взброса, имеющему северо-восточное простирание. Подтверждением этому может служить полоса северо-западного простирания в центральной части рудного поля с определенно выраженной, отличной от других участков ориентировкой мелких трещин. Своим юго-восточным окончанием она опирается на центральное звено Южного разлома. С юго-востока к ней примыкает южная зона мелкой складчатости, а с северо-запада — северная.

В пределах описываемой полосы максимально развиты кулисообразно расположенные секущие, слоистость вмещающих пород кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания, жилы кварц-турмалиновых брекчий и зоны прожилковой турмализации, сульфидные и кварц-сульфидные прожилки. С удалением от нее к периферическим частям рудного поля резко снижается интенсивность всех гидротермальных образований и золотого оруденения.

Построения эллипсоида деформации при сжимающих боковых усилиях в направлении, перпендикулярном центральному звену Южного разлома, показывают, что по широтным сколовым трещинам происходили сдвиговые перемещения, что согласуется с направлением борозд скольжения в тектонической глинке. В то же время складки волочения вблизи широтных трещин указывают на чисто сбросовый характер перемещений. Формирование же приразломных складок предшествовало отложению крупнозернистого кварца. Очевидно, сколовые трещины субширотного направления (судя по независимому их положению относительно Южного и Структурного разломов) были заложены одновременно с ними и имели сбросовый характер. В последующие этапы тектонической деятельности они были подновлены, и по ним происходили сдвиговые перемещения.

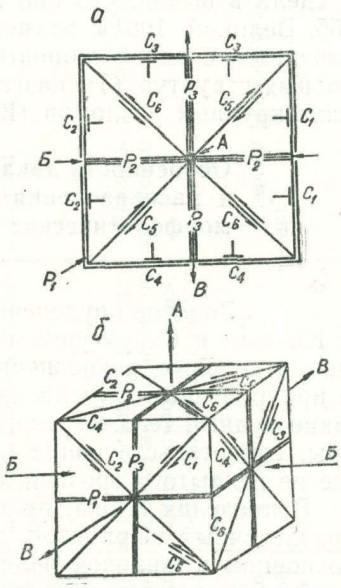


Рис. 54. Основные плоскости деформации:

а—в плане; *б*—в пространстве (по Королеву А. А. и Шехтману П. А., 1965). Плоскости: C_1 и C_2—взброса; C_3 и C_4—сброса и взброса; C_5 и C_6—сдвига; P_1—горизонтального отрыва; P_2—отрыва; P_3—сжатия.

Для анализа структуры рудного поля при наличии древнего структурного направления (широтные сбросы) более применима схема главных плоскостей деформации для неоднородной среды, т. е. совмещенная одной из главных плоскостей (C_5) с широтными сбросами (Королев, Шехтман, 1965). В положение сопряженной с ней плоскости (C_6) попадают субмеридиональные сколовые нарушения (рис. 54). Второй системе главных плоскостей деформации (оси C_2 и C_1) отвечают северо-восточные взбросы, развитые в рудном поле сравнительно широко (C_2), и пологие надвиги с северо-западным падением, фиксируемые иногда в горных выработках (C_1). Третья пара сопряженных плоскостей деформации (C_3 и C_4) проявлена весьма слабо и фиксируется по единичным нарушениям северо-западного простирания.

Плоскости деформации P_1 и P_2 (трещины отрыва) развиты также сравнительно широко в послойных приоткрываниях, приуроченных большей частью к пологим участкам залегания пород (P_1) и трещинам отры-

ва северо-западного простирания (P_2), оперяющим сколовые нарушения иных направлений.

Таким образом, все разрывные нарушения практически совпадают с главными плоскостями деформации, что возможно при неодновременном их заложении. При определенных соотношениях тангенциальных и радиальных (вертикальных) сил могли возникнуть преимущественно те или иные системы трещин. При преобладании тангенциальных сил разрядка напряжений происходила в основном в горизонтальной плоскости (по сдвигам), а при преобладании вертикально направленных сил — в основном вверх (по взбросам).

Исходя из геологоструктурных особенностей рудного поля, можно сделать вывод, что оно относится к типу рудных полей (Вольфсон, 1955, Великий, 1961), размещающихся в слоистых толщах пород и приуроченных, с одной стороны, к изгибу в плане осей крупных антиклинальных структур (Тасказганская антиклиналь), с другой,— к изгибу в плане крупных разломов (Южный взброс).

Особенности локализации и распределения золотого оруденения, морфологические типы рудных тел Мурунтау

УДК 553.411+553.261+553.27

Золотое оруденение локализуется в тектоническом блоке между Южным и Структурным разломами. За его пределами фиксируются лишь отдельные, разрозненные небольшие рудные тела, преимущественно приуроченные к согласным со слоистостью пород кварцевым жилам. Такие рудные тела по многим признакам рассматриваются как индикаторы, свидетельствующие о возможности на глубине более богатого, еще не вскрытого эрозией, оруденения.

В пределах блока, по данным опробования многочисленных геологоразведочных выработок, золоторудная минерализация локализуется в основном в широкой полосе северо-западного направления, примыкающей с юго-востока к центральному звену Южного взброса. В пределах этой полосы различное сочетание рудоподводящих и рудоконтролирующих структур обусловливает всю сложность пространственного размещения промышленного оруденения.

По морфологическим признакам рудное поле в целом представляет собой весьма крупный по размерам, вытянутый в субширотном направлении штокверк, распределение оруденения внутри которого подчинено линейным направлениям, соответствующим простиранию основных рудовмещающих структур. Обогащенные золотом участки внутри штокверка распределяются весьма неравномерно. На фоне сравнительно убогого оруденения выделяется пять рудных зон субширотного простирания, разделенных сравнительно безрудными промежутками и имеющих весьма расплывчатые и неопределенные границы, устанавливаемые только по данным опробования.

Геологически рудные зоны представлены кулисообразно расположенными кварцевыми жилами, окаймленными зонами секущего прожилкового окварцевания штокверкового типа, маломощными крутопадающими кварц-сульфидными и сульфидными прожилками и зонами согласного и близкого к нему прожилкового окварцевания. Все эти образования размещаются в интенсивно метасоматически измененных алевролитах и сланцах на фоне многочисленных сколовых трещин в основном субширотного простирания, играющих роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. Сочетание крутопадающего, почти вертикального, направления (кварцевые жилы, кварцевые и кварц-сульфидные

Таблица 31

Структурно-морфологические типы рудных тел и зон (по С. Д. Шеру и Ю. Г. Заремба)

Тип рудных тел	Подтип	Морфологические особенности минерализации		Распространенность руд	Относительная степень золотоносности
		кварцевой	сульфидной		
Жильный	Мощные кварцевые жилы	Мощные крутопадающие жилы простого и сложного строения		Единичные жилы	Наиболее богатые руды
	Маломощные жилы и жильные свиты	Маломощные жилы и жильные свиты	Зоны сближенных прожилков, жилки сложной формы, гнезда и вкрапленность	Довольно широко распространены	Неравномерно обогащенные руды
Штокверковый	„Сложные" штокверки	Штокверки с многочисленными различно ориентированными ветвящимися прожилками и с гнездовидными участками кварца брекчиевой текстуры		Значительно распространены как в зальбандах мощных жил, так и самостоятельных	Богатые, местами весьма богатые, руды
		Штокверки с преобладанием пологозалегающих прожилков и линз значительной мощности и маломощными крутопадающими „стволовыми" жилками	Крутые и послойные жилки, гнезда и вкрапленность	Значительно распространены	Богатые руды
		Штокверки с равномерным развитием пологих и крутых маломощных кварцевых жилок	Зоны сближенных прожилков и отдельные прожилки простой формы, реже гнезда и вкрапленность	Развиты довольно ограниченно	Сравнительно богатые руды
Прожилковый	Зоны с преобладанием крутых прожилков	Зоны секущих крутопадающих прожилков в субгоризонтально залегающих породах	То же	Широко распространены	Неравномерно обогащенные руды

Тип рудных тел	Подтип	Морфологические особенности минерализации		Распространенность руд	Относительная степень золотоносности
		кварцевой	сульфидной		
Метасоматический	Зоны с преобладанием пологих прожилков	Зоны согласных крутопадающих прожилков в породах с крутым падением		Распространены ограниченно, в основном в зоне Северо-Восточного разлома	Сравнительно бедные руды с отдельными обогащенными участками
		Зоны пологих секущих прожилков в породах с крутым падением	Крутые и пологие секущие и согласные жилки, мелкие гнезда и вкрапленность	То же	Сравнительно бедные руды с отдельными обогащенными участками
		Зоны согласных пологих прожилков в пологозалегающей толще		Распространены довольно широко, преобладают на северном фланге	
	Зоны редких прожилков различных направлений	Зоны редких маломощных жилок различных направлений	Редкие маломощные крутые прожилки простой формы	Широко распространены, особенно на флангах рудного поля	Бедные руды с постепенными переходами к фоновому содержанию. Большие объемы горной массы
		Кварцевые прожилки отсутствуют или развиты в очень ограниченном количестве	Гнезда и вкрапленность, жилки неправильной формы	Обычно сопровождают другие типы	Обогащены неравномерно

прожилки) с пологим, почти горизонтальным (согласные и близкие к ним прожилки, слоистость пород), обусловило сложную и неправильную конфигурацию обогащенных золотом участков внутри рудных зон.

Разнородные по морфологическим, текстурно-структурным и минералогическим особенностям участки рудных зон можно рассматривать как различные морфогенетические типы рудных тел. Выделяется два главных морфогенетических типа рудных тел: жильный (кварцево-жильный) и прожилковый.

По характеру размещения прожилков, их ориентировке и количеству рудные тела второго типа разделяются на несколько подтипов: штокверковый (сложные зоны различно ориентированных кварцевых и сульфидных прожилков); прожилковый (ориентированные крутые секущие или пологие субсогласные кварцевые и сульфидные прожилки) и метасоматический (интенсивно измененные породы с единичными согласными или секущими прожилками кварца и сульфидов).

Штокверковые рудные тела располагаются, как правило, в зальбандах мощных секущих кварцевых жил и редко самостоятельно; прожилковые — наиболее типичные и распространенные; метасоматические — редки и самостоятельного значения не имеют. В общем типы рудных тел (обогащенных золотом участков рудных зон) определяются особенностями распределения кварцевой минерализации и в меньшей мере сульфидной (табл. 31).

Ниже характеризуются рудные тела, имеющие промышленную ценность.

Рудные тела кварцево-жильного типа

Главным (стержневым) структурным элементом рудных зон являются секущие, крутопадающие (160°<50—80°) линзообразные кварцевые жилы. В центральной части рудного поля картируется несколько зон развития кварцевых жил. Мощность жил варьирует от 0,5 до 14,0 *м*, протяженность — 25—300 *м*.

Жилы группируются (рис. 55) в зоны близширотного направления, границы которых хорошо совпадают с границами рудных зон. Форма жил, как правило, линзообразная. Контакты их в основном нечеткие, что связано с интенсивным докварцевым дроблением пород в приконтактовых зонах и широким развитием в них брекчий.

В сланцах или на участках переслаивания сланцев с алевролитами морфология контактов жил осложняется за счет апофиз, отходящих от жил в направлении слоистости (рис. 56). Иногда они имеют вид коротких послойных выступов, причем контакт приобретает неровную, зубчатую или пламенеобразную форму.

Характер контактов, и особенно выклинивания кварцевых жил (через зону секущего прожилкового окварцевания при отсутствии тектонического шва на продолжении зоны), свидетельствует, по А. Т. Бендику, о разрывном генезисе трещин, выполняемых крупнозернистым кварцем. Другие исследователи (В. М. Скляров, Ю. Г. Заремба) считают более вероятной сколовую природу трещин, выполненных жилами. Об этом, по их мнению, свидетельствуют значительная протяженность жил, наличие трещин оперения и наблюдаемые в ряде случаев подвороты слоев у контактов.

Кварц, слагающий жилы, имеет молочно-белую окраску, средне- и крупнозернистую структуру и массивную текстуру. Скопление ксенолитов пород, которые наиболее широко развиты в приконтактовых частях жил, придает кварцу пятнистую, брекчиевидную или полосчатую текстуру. Ксенолиты имеют угловатую, неправильную форму, иногда вытя-

нуты по направлению контактов жил. Слоистость и сланцеватость пород в обломках часто сохраняют первичную ориентировку, реже наблюдается перемещение обломков. Размер ксенолитов колеблется от нескольких

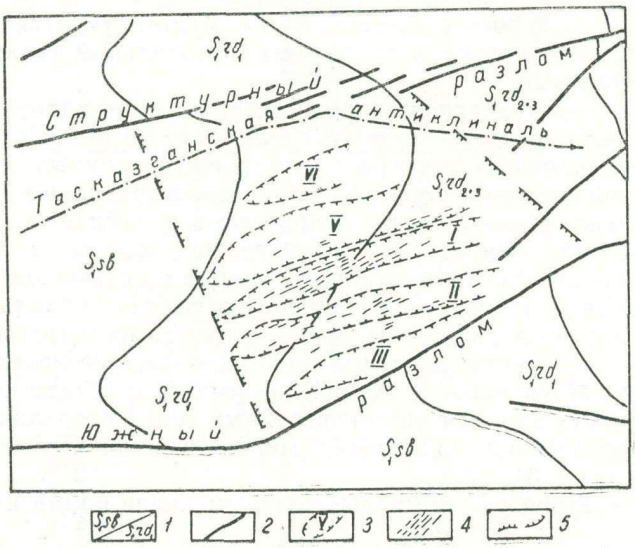


Рис. 55. Схема размещения стержневых кварцевых жил внутри рудных зон Мурунтауского рудного поля. Составил А. Т. Бендик.

1—контакты свит; *2*—разрывные нарушения; *3*—границы рудных зон и их номера; *4*—стержневые кварцевые жилы; *5*—границы блока, подвергшегося максимальным и длительным деформациям.

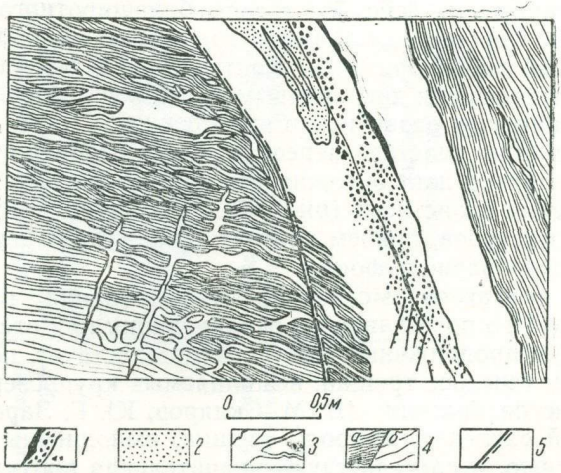


Рис. 56. Строение и характер контактов кварцевой жилы субширотного направления.

1—прожилки и вкрапленность сульфидов; *2*—участки интенсивно окварцованных сланцев и алевролитов; *3*—кварцевая жила и прожилки; *4*—сланцы (*а*) и алевролиты (*б*); *5*—тектонические нарушения. Зарисовка Д. А. Дорофеева.

миллиметров до 1—2 *м*. Материал ксенолитов в различной степени окварцован.

Строение жил и жильных зон местами весьма осложнено пострудными разрывами, в основном северо-восточного простирания, по которым смещены отдельные блоки жил, однако амплитуды перемещений сравнительно невелики. Разрывы часто выполнены тектонической глинкой и брекчиями с карбонатно-глинистым цементом.

Изучение образцов прозрачных и полированных шлифов из секущих кварцевых жил показывает, что золото в них в основном приурочено к участкам повышенной трещиноватости, включениям обломков вмещающих пород, иногда полностью замещенных кварцем, местам скоплений сульфидов или реликтовых темноцветных минералов и к участкам внутрирудной деформации. Повышенная золотоносность секущих кварцевых жил свидетельствует о том, что к моменту поступления золотонесущих растворов они неоднократно подвергались действию тектонических напряжений, которые привели к нарушению монолитности кварца. Неравномерность пространственного расположения инородных обломков и реликтовых минералов, а также участков дробления обусловила неравномерное распределение золота в секущих кварцевых жилах.

Мощные согласные жилы крупнозернистого кварца практически незолотоносны. Отдельные пробы с повышенным содержанием золота приурочены к контактам жил.

В условиях тангенциального сжатия при ориентировке усилий в близком к меридиональному направлению (со стороны центрального звена Южного взброса) согласные кварцевые жилы при их преобладающем субмеридиональном простирании подвергались продольному сжатию. При этом в основном происходило скольжение пород вдоль контактов жил, а центральные части жил остались слабо деформированными, что, возможно, и обусловило слабую их золотоносность.

Рудные тела прожилкового типа

Рудные тела этого типа определяют масштабы рудного поля. В них локализуется более 95% руд и около 87% золота рудного поля.

Для внутреннего строения рудных тел характерны различные по направлению и мощности кварцевые и сульфидные прожилки. Морфологические подтипы рудных тел определяются преобладанием прожилков одного из направлений и характером залегания их относительно слоистости вмещающих пород.

Как правило, все морфологические подтипы рудных тел прожилкового типа тесно связаны между собою. Поэтому ниже приводится характеристика всех прожилков, слагающих этот тип рудных тел.

По отношению к слоистости пород среди прожилков можно выделить секущие, согласные (или близкие по элементам залегания и слоистости) и сложной формы.

На участках преимущественного развития пород с отчетливо выраженной слоистостью и относительно слабо дислоцированных большое значение имеют литологические факторы и особенности пликативной тектоники пород. В связи с этим важнейшей морфологической разновидностью здесь являются согласные прожилки. На участках преимущественного развития дизъюнктивных дислокаций в литологически однородных породах важнейшую роль играют особенности дизъюнктивной тектоники, поэтому основной морфологической разновидностью здесь являются секущие прожилки.

Для значительной части рудного поля характерно сочетание указанных факторов в различных соотношениях, что определяет широкое развитие прожилков сложной формы.

Согласные (и близкие по элементам залегания к слоистости) прожилки наиболее распространены как по количеству, так и по объему жильной массы. В северо-западной части рудного поля, для которой характерно пологое залегание слоистости вмещающей толщи (под углами 5—20°), преобладают пологие послойные прожилки. Лишь вблизи субширотных разломов они приобретают более крутое падение, наследуя приразломные складки. Отчетливо отмечается контролирующая роль субширотных разломов. Максимальная концентрация прожилков отмечается вблизи них, где суммарный объем прожилков достигает 50% и более. В вертикальном разрезе наибольшее количество прожилков концентрируется вблизи тех же структур в сланцевых пачках или на участках переслаивания сланцев с алевролитами.

Согласные прожилки встречаются обычно в виде пачек различной мощности, редко — в виде одиночных жилок. Количество прожилков в пачках, их мощность и протяженность варьируют в широких пределах. Мощность отдельных прожилков колеблется от долей миллиметра до 20—30 *см*. Прожилки, залегающие в сланцах, имеют обычно более значительную мощность и отчетливо выраженную четковидную форму. В некоторых случаях форма их обусловлена будинажем, на что указывает «затекание» сланцев на участках пережимов и развития в межбудинных пространствах выделений карбонатов и хлорита. При экранировании докварцевыми трещинами прожилки тупо выклиниваются (рис. 57), приобретая коробчатую или флагообразную форму. На участках развития мелкой складчатости и гофрировки сланцев согласные прожилки образуют складки изоклинальной, седловидной, флексурообразной и других форм (рис. 57).

В неизменных и слабо дислоцированных алевролитах прожилки имеют более простую форму и более выдержаны по простиранию и падению. Согласные прожилки приурочены к пачкам переслаивания алевролитов и сланцев.

Секущие прожилки распространены весьма широко, несколько уступают по количеству согласным. Мощность их варьирует от долей миллиметра до 20—50 *см*.

Значительная часть секущих прожилков выполняет полости сколовых трещин. Они характеризуются относительно ровными и параллельными границами, выдержанной мощностью и значительной протяженностью. Прожилки располагаются параллельно или кулисообразно друг к другу, группируясь в зоны, часто ветвятся, расщепляются на серии более тонких, иногда образуют гнезда и карманы в узлах пересечения докварцевых трещин и при экранировании жилок такими трещинами. Нередки прожилки ступенчатой формы.

Прожилки сложной формы характерны для участков с отчетливо выраженной слоистостью вмещающих пород, в которых значительно проявлена трещинная тектоника. Различные вариации сочетаний этих факторов являются причиной большого разнообразия морфологии прожилков. Наиболее распространенными формами данного типа являются секущие слоистость прожилки с отходящими от них апофизами по слоистости, иногда превосходящими по мощности и протяженности «стволовые» жилки. На участках развития серии параллельных секущих прожилков согласные апофизы образуют перемычки между ними, иногда весьма значительной (до 1 *м* и более) мощности. В этих случаях образуются штокверковые зоны, вытянутые в направлении слоистости пород (рис. 58). Иногда стволовой прожилок и его согласные апофизы, как и вмещающие породы, гофрированы в мелкие складки. На участках переслаивания пород с различной степенью пластичности наблюдаются

прожилки ступенчатой формы, состоящие из чередующихся секущих и согласных участков. При этом секущие прожилки обычно приурочены к прослоям более хрупких пород, а в прослоях пластичных пород прожилки следуют направлению слоистости. При наличии мощных прослоев сланцев в алевролитах прожилки, развитые в алевролитовых прослоях, у контактов со сланцами тупо выклиниваются или образуют заливы вдоль контактов. При этом прожилки приобретают грибообразную или другую более сложную форму.

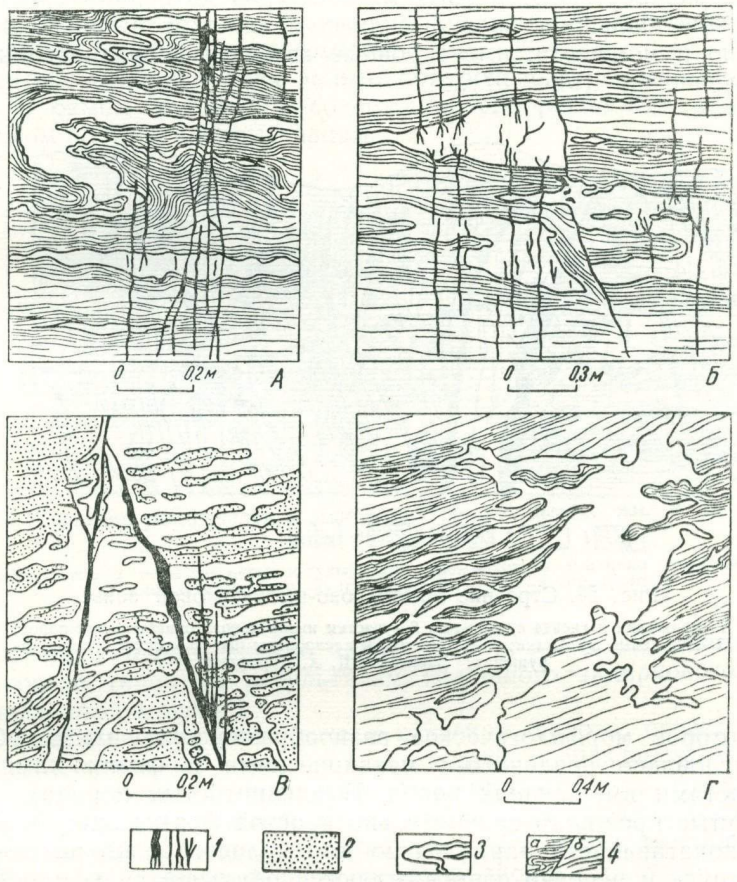


Рис. 57. Морфология кварцевых и сульфидных прожилков.

1—кварц-пирит-арсенопиритовые прожилки; *2*—участки интенсивного окварцевания пород; *3*—кварцевые прожилки; *4*—сланцы (*а*) и алевролиты (*б*).

На участках рудного поля с наиболее сложной структурно-морфологической обстановкой формируются сложные штокверки (рис. 58) с секущими и согласными жилками и гнездами различной формы и разломами в разнообразном сочетании.

Размещение сульфидной минерализации определяется особенностями дизъюнктивной тектоники рудного поля. Характер боковых пород и степень их гидротермальной переработки влияют лишь на детали морфологии сульфидных проявлений. Прожилки сульфидов приурочены к сколовым трещинам главным образом близширотного простирания с крутым падением, часто близким к вертикальному.

Сульфидные прожилки группируются в зоны тех же направлений. Средняя протяженность зон 100—300 *м*, ширина 10—50 *м*, иногда 100 *м*. Зоны не имеют четких границ, иногда сливаются и располагаются параллельно или кулисообразно по отношению друг к другу. В пределах зон прожилки распространены весьма неравномерно. На отдельных участках они сближены и сопровождаются обильной сульфидной вкрапленностью, образуя минерализованные зоны мощностью до первых метров. На других же участках встречаются лишь одиночные прожилки мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров. Значительное большинство сульфидных прожилков выдержано по направлению и мощности, имеет ровные границы и сравнительно простую морфологию (рис. 57).

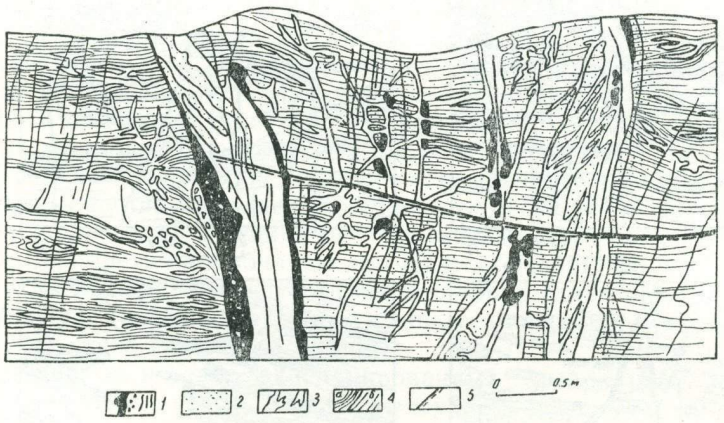


Рис. 58. Строение прожилково-штокверковой зоны.

1—прожилки и гнезда сульфидов; *2*—участки интенсивного окварцевания пород; *3*—кварцевые прожилки; *4*—сланцы (*а*) и алевролиты (*б*); *5*—тектонические нарушения. Зарисовка Д. А. Дорофеева.

Некоторое морфологическое разнообразие сульфидных образований обусловлено различными механическими и физико-химическими особенностями вмещающих пород. В алевритистых породах преобладают крутые прожилки сравнительно простой формы, иногда ветвящиеся, располагающиеся параллельно или кулисообразно по отношению друг к другу и нередко сопровождаются обильной сульфидной вкрапленностью. В сланцах и сланцевых прослоях мощность прожилков обычно сокращается по сравнению с прожилками в алевролитах. Вблизи крутых прожилков сульфидов в сланцах обычно развиваются тонкие послойные сульфидные прожилки, корочки и пленки, мощность которых не превышает нескольких миллиметров. Часть послойных сульфидных образований (марказит и пирит) не связана с указанными прожилками и, по-видимому, образована в процессе метаморфизма вмещающей толщи.

Наиболее сложную морфологию имеют сульфидные образования в мощных кварцевых жилах на участках интенсивной метасоматической переработки пород (рис. 58).

Наблюдается замещение сульфидами ксенолитов пород в кварцевых жилах с сохранением угловатой формы обломков. Сульфиды в ксенолитах обычно приобретают более мелкозернистое строение.

По отношению к большинству кварцевых образований сульфидные прожилки являются отчетливо наложенными.

Резко отличная ориентировка относительно преобладающих тектонических напряжений повлекла за собой различный характер деформации кварца в секущих и субсогласных кварцевых прожилках и обусловила тем самым различную проницаемость его для золотонесущих растворов.

В секущих прожилках золото размещается в кварце. Содержание золота в пробе зависит от количества кварца. Поэтому золота в прожилке всегда значительно больше, чем в целом в бороздовых или керновых пробах, содержащих прожилки.

В согласных прожилках золото приурочено в основном к их контактам. В самом же кварце содержание его равно или даже ниже, чем в целом по прожилковым зонам.

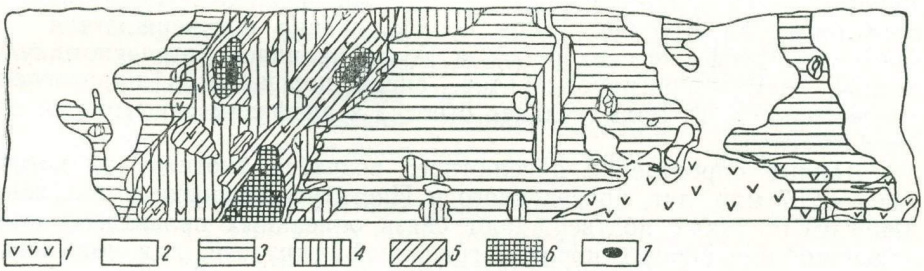


Рис. 59. Характер распределения золота внутри кварцевых жил и зон прожилкового окварцевания.

1—кварцевая жила; 2—зоны кварцевых и сульфидных прожилков; 3—изолинии содержания золота в условных процентах: 4—0, 4—2, 0; 5—2—4; 6—4—10; 7—10—20.

Внутреннее распределение золота в рудных телах жильного и прожилкового типов по результатам сплошного задиркового опробования показано на рис. 59.

По данным минералогического изучения, золото, очевидно, отлагалось после основных масс жильного кварца и сульфидов. Различная степень золотоносности кварцевых жил, прожилков и сульфидов в значительной степени зависит от их химических свойств (способность осаждать золото) и степени проницаемости для золотонесущих растворов (пористость, трещиноватость, неоднородность структуры).

Метасоматические изменения вмещающих пород Мурунтауского месторождения

Породы, вмещающие оруденение, на описываемом рудном поле кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации претерпели интенсивные многостадийные метасоматические изменения. По характеру изменений рудное поле заметно отличается от золоторудных месторождений многих других районов, для которых, как известно, наиболее характерны процессы лиственитизации и березитизации, здесь не проявленные.

Наиболее широко на месторождении распространены самые ранние по времени дорудные изменения пород, накладывающиеся на проявление низких фаций регионального метаморфизма. При этих изме-

нениях за счет хлорито-серицитового агрегата цемента алевролитов формируется мелкочешуйчатый биотит, а за счет пород, первично обогащенных карбонатом, — актинолит и реже пироксены. Породы приобретают более плотное, по сравнению с исходными, строение и раковистый излом. Для них характерна полосчатая окраска с чередованием бурых — обогащенных биотитом, зеленых — существенно актинолитовых и серых—сложенных в основном кварцем, полосок.

Интенсивность описанного процесса уменьшается в периферических частях месторождения, особенно на северо-восточном фланге, и заметно усиливается с глубиной. Наиболее интенсивными становятся изменения с глубины около 700 *м* от поверхности, что, правда, установлено пока только отдельными наблюдениями в глубоких скважинах.

Развитие в метаморфических породах биотита, актинолита и пироксена из бесапан-сугралинской полосы рассматривалось И. Х. Хамрабаевым (1958) как проявление контактового метаморфизма (ороговикования), связанного с предполагаемыми скрытыми гранитоидными интрузиями на глубине. Такое предположение подтверждается результатами геофизических работ, а также наличием вышеупомянутых пучков даек микрогранодиоритов, сиенит-порфиров и плагиогранитов, которые Х. Р. Рахматуллаев относит к апофизам скрытого на глубине массива.

Данные определения абсолютного возраста биотитов из роговиков — 267 млн. лет, проведенного в Институте геологии и геофизики АН УзССР, также подтверждают связь описанных проявлений метаморфизма вмещающих пород с гранитной интрузией, для которой в Тамдынском гранитоидном массиве определен C_3—P_1 возраст — 270,9∓7,4 млн. лет (Аскаров и др., 1966). Для даек диоритовых порфиритов из Мурунтау установлен нижнепермский возраст (261,2∓ ∓5 млн. лет).

Сопоставление минерального состава и химизма исходных и измененных пород показывает, что при образовании последних увеличивалось содержание железа, магния, щелочных металлов и отчасти глинозема. Из известковистых пород выносились углекислота и кальций. Кремнезем, по-видимому, перераспределялся, при этом содержание его уменьшалось в первоначально глиноземистых породах и увеличивалось в известковистых. Значительный интерес представляют данные о составе новообразованных пироксенов. В образцах с небольшой глубины они относятся к диопсиду, с глубины 150—200 *м* — к салиту и с глубины свыше 400 *м* — к клиноэнстатиту. Таким образом, с глубиной у пироксенов увеличивается железистость и магнезиальность, что соответствует общей тенденции химизма описываемого процесса. Изменения состава пироксенов в зависимости от глубины и общей интенсивности ранних преобразований пород заслуживают дальнейшего изучения.

На зоны ороговикования в контактах большинства развитых на месторождении кварцевых жил и прожилков накладываются кварцево-микроклиновые метасоматиты. Оторочки их обычно составляют 2—3 *см*, но в отдельных местах достигают и больших размеров.

Кварцево-микроклиновые метасоматиты представляют собой мелкозернистые (размер минеральных выделений 0,02—0,04 *мм*) породы светло-розовой окраски. Количественные подсчеты в шлифах с предварительно окрашенными кобальтнитритом калиевыми полевыми шпатами показывают, что порода состоит из кварца (35—50%) и микроклина (25—50%). В переменных количествах присутствуют кальцит (0,5%, иногда до 10%) и апатит (в отдельных разновидностях до 9%).

Постоянными реликтовыми примесями являются рутил, лейкоксен и циркон.

Принадлежность калиевого полевого шпата к микроклину определяется наличием в ряде зерен характерной двойниковой решетки. Точные определения затруднены из-за малых размеров выделений минерала. Апатит, судя по оптическим данным (Ng—1,6335, Np—1,6300) и химическим определениям, не содержит галоидов и относится к гидроксилапатиту.

Повышенные содержания апатита в некоторых разностях метасоматитов, по мнению Х. Р. Рахматуллаева, можно объяснить присутствием в рудовмещающей толще отдельных фосфоритоносных слоев. Он неоднократно наблюдал в районе рудного поля переотложение приуроченных к таким слоям мелких кристалликов апатита в кварцевых прожилках, представленных более крупными кристаллами, ориентированными перпендикулярно к зальбандам.

Сопоставление составов биотитизированных и актинолитизированных алевролитов и кварцево-микроклиновых метасоматитов показывает, что в процессе метасоматоза привносится кремнезем, кальций, калий и углекислота и выносится глинозем, железо, магний, натрий, а также вода. Изменения химизма согласуются с изменением минерального состава пород. В отдельных разностях кварцево-микроклиновых метасоматитов химическими анализами установлено до 8,6% K_2O и до 4,3% CO_2.

Микроклин в метасоматитах первоначально развивается избирательно по биотиту. При нарастании интенсивности процесса кварцево-микроклиновые метасоматиты формируются независимо от исходного состава пород.

Кварцево-микроклиновые метасоматиты сопровождают также широко распространенные на месторождении прожилки биотита, амфибола и пироксена, пересекающие кварцевые жилы. Мощность этих прожилков от нитевидной до 1—1,5 *см*, протяженность—первые метры. Морфология их обычно очень неправильная. Состав прожилков такой же, как у пересекаемых ими метаморфизованных пород.

Описанная последовательность метасоматических процессов согласуется с общей схемой эволюции постмагматического метасоматоза, представленной Д. С. Коржинским (1953), В. А. Жариковым и Б. Н. Омельяненко (1965). Ороговикование пород отвечает, очевидно, раннему постмагматическому (магнезиально-железистому) метасоматозу. Формирование кварцево-микроклиновых метасоматитов началось в стадию кислотного выщелачивания (вынос железа и магния из биотита) с постепенным переходом к поздней щелочной стадии (интенсивный привнос калия). Процесс заканчивается отложением железо-магнезиальных минералов в прожилках, имеющих, очевидно, метаморфогенный генезис.

Все описанные процессы относятся к предрудному этапу. Из рудных минералов с ним связано только выделение шеелита в указанных выше прожилках.

Отложение части кварца, главной массы сульфидов и золота относится к собственно рудному этапу метасоматоза.

Преобразования этого этапа начинаются с развития кварцево-альбитовых и кварцевых метасоматитов, которые сопровождают жилы и прожилки кварца поздних генераций. Эти метасоматиты развиваются как непосредственно по биотитизированным или актинолитизированным породам, так и по кварцево-микроклиновым метасоматитам. По внешнему виду они не всегда четко отличаются от последних, поэтому

в некоторых случаях выявляются только при микроскопических исследованиях. Метасоматиты второго этапа по составу варьируют от мономинерального кварцевого до содержащих, наряду с кварцем, 40—50% альбита. Последние характеризуются полисинтетическим двойниковым строением с неправильным клиновидным рисунком двойниковых полосок, иногда по характеру двойникования он приближается к шахматному.

Химические анализы показывают, что при формировании кварцевых метасоматитов привносился кремнезем и выносились глинозем и щелочные металлы.

Кварцево-альбитовый и кварцевый метасоматоз в рудном поле со временем сменился отложением сульфидов, хлорита, турмалина и кальцита. Наиболее распространенная сульфидная минерализация сопровождается выделением железистого хлорита типа делессита (Ng—1,606, Np—1,598). Сульфиды и хлорит образуют прожилки, а также вкрапленность, локализованную как в измененных предшествующими процессами породах, так и выходящую за их пределы. Время выделения в измененных породах турмалина (по оптическим свойствам относящегося к дравиту) не совсем ясно.

Таким образом, второй этап метасоматических преобразований пород в рассматриваемом рудном поле начинается с выщелачивания (последовательная смена кварцево-микроклиновых метасоматитов кварцево-альбитовыми и монокварцевыми) и заканчивается отложением сульфидов и железо-магнезиальных силикатов, относящихся к щелочной стадии.

В целом метасоматические преобразования происходили не менее, чем в два этапа, причем наблюдения говорят о значительных отличиях в структурной обстановке во время того и другого этапов и, возможно, различной глубинности, на которых протекали преобразования пород.

Специфичным для первого этапа является повышенный потенциал калия, в связи с чем, а также, очевидно, ввиду более высокой температуры процесса, образовался не серицит — типичный минерал околожильных ореолов кварцевых золотоносных жил, — а микроклин, — более характерный, как известно, для измененных пород редкометальных месторождений. В данном рудном поле с этим этапом, очевидно, связано отложение шеелита.

Второй этап метасоматоза начался непосредственно с кислотного выщелачивания, которое было более интенсивным, чем в первом этапе, что привело к формированию монокварцевых пород. Сульфиды и золото выделялись в позднюю щелочную стадию второго этапа.

Минералого-геохимическая характеристика руд Мурунтау

УДК 553:549.905.3

Выше показано, что описываемое месторождение представлено системой кулисообразно расположенных мощных кварцевых жил, окаймленных штокверками крутопадающих кварц-сульфидных, согласных и субсогласных прожилков кварца. Вмещающие их алевролиты и сланцы интенсивно изменены и разбиты многочисленными трещинами в основном субширотного простирания, которые играли роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. Золото локализуется в кварцевых жилах и штокверках, где оно приурочено к прожилкам и в мень-

шей мере к измененным породам. По вещественному составу жилы относятся к кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации или кварцевому подклассу эндотермального класса В. И. Смирнова (1965), а по содержанию в них сульфидов (0,5—1%), согласно систематике Н. В. Петровской (1960),— к типу малосульфидных руд. В рудах среди сульфидов наряду с пиритом распространен арсенопирит, на исключительную роль которого для Западно-Узбекистанских золоторудных жил впервые указал И. Х. Хамрабаев (1958).

Таблица 32

Список минералов месторождения Мурунтау

Распространенность минералов	Минералы зон гидротермальных изменений		Минералы золоторудных жил и зон		Минералы зоны окисления
	рудные	нерудные	рудные	нерудные	
Главные	Пирит, марказит	Кварц, биотит, полевые шпаты, серицит, хлорит, актинолит	Золото самородное, пирит, арсенопирит	Кварц, полевые шпаты, турмалин	Гетит, гидрогетит, псиломелан, золото, гипс
Второстепенные	Пирротин	Пироксены, роговая обманка, анкерит, эпидот, целестин, баритоцелестин, графит	Марказит, пирротин, халькопирит, шеелит	Кальцит	Ярозит, скородит, питтицит, пиролюзит, нонтронит, каолинит, гематит, кварц, кальцит
Редкие	Ильменит, магнетит	Доломит, цоизит, рутил, сфен, лейкоксен, циркон, брукит, анатаз, кордиерит, диаспор, корунд, серпентин, тальк, флогопит, монацит, гранат, фосфорит, фуксит, ставролит	Сфалерит, галенит, висмутин, самородный висмут, киноварь, миаргирит, тетраэдрит, теллуриды золота?, пираргирит, самородное серебро, вольфрамит, галеновисмутин, аргентит, айкинит, полибазит, кобеллит, тетрадимит?	Флюорит, сидерит	Галлуазит, арагонит, алунит, малахит, халцедон, опал, отенит, тюямунит, ураноспинит?, мельниковит?, сера самородная, бирюза, хризоколла, азурит, конихальцит, кераргирит, церуссит, англезит, вульфенит, пироморфит, тунгстит, ковеллин, халькозин, борнит, базовисмутин, лепидокрокит

Примечание. Список составлен по данным Е. И. Абрамова, Р. П. Бадаловой, С. М. Горевой, Н. Д. Митрошиной, Ю. Г. Зарембо, И. П. Заревич, Н. П. Нестеровой, Х. Р. Рахматуллаева, С. Р. Рузматова, Н. М. Саркисовой. Г. М. Чеботарева.

Золото отличается высокой пробностью и весьма тонкой дисперсностью. Минеральный состав руд сравнительно прост. Основным жильным и породообразующим минералом является кварц. В ассоциации с ним нередко образуются скопления полевых шпатов, турмалин, кальцит. Биотит, серицит и другие минералы распространены в измененных породах. К настоящему времени в пределах рудного поля установлено свыше 90 минералов (табл. 32).

Изучение парагенезиса минералов, структурно-текстурных особенностей руд и данные исследований рудной тектоники позволили

Н. П. Нестеровой выделить ряд парагенетических минеральных ассоциаций[1], каждая из которых образовалась в определенную стадию трех этапов минерализации — предрудного, рудного и пострудного (рис. 60).

Предрудный этап охватывает три стадии. В первую стадию формировались ассоциации ранних минералов, связанных с метасоматическими изменениями вмещающих пород. Она представлена новообразованиями пироксена, актинолита, полевых шпатов, хлорита, биотита, серицита, графита, железистого турмалина (шерл), пирротина и других, возникших в значительной степени за счет перегруппировки компонентов вмещающих пород. Совместно с метасоматическим кварцем эти минералы в сланцах образуют послойные скопления, линзовидные прожилки или «тени» обломков пород в кварце.

Во вторую стадию, тесно связанную с первой, проявилась система рудоносных согласных и секущих жил и прожилков, заполненных крупнозернистым кварцем, с которым постоянно ассоциируют ортоклаз, шеелит и вольфрамит.

В третью стадию минералообразования формировались субширотные мономинеральные жилы крупнокристаллического шестоватого кварца.

Этап формирования руд начался с внедрения даек разного состава и простирания. Затем произошло заложение широтных трещин, дробление жил и прожилков крупнозернистого кварца, сопровождавшееся отложением минералов второго этапа минералообразования. В нем мы выделяем 4 стадии выпадения минералов.

Первая стадия характеризуется развитием кварц-альбитовых метасоматитов, наложившихся на метасоматиты первого этапа.

Во вторую стадию минерализации, которая неоднократно прерывалась внутрирудными подвижками, формируются кварц-арсенопиритовые с пиритом прожилки и несколько позже выпадают минералы собственно пирит-арсенопиритовой ассоциации.

Затем последовательно формируются стадии халцедоновидного и «розетчатого» кварцев и основная рудная кварц-золото-полиметаллическая с характерными ассоциациями минералов: ранней — пирротин, молибденит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда и поздней продуктивной — золото самородное, самородный висмут, висмутин, теллуриды золота (?), миаргирит.

Начало пострудной гидротермальной деятельности характеризуется выпадением весьма своеобразной кварц-пирит-турмалиновой ассоциации, локализующейся в основном в виде линзовидных тел кварц-турмалиновых брекчий. Затем кристаллизовались жилы шестоватого кварца, в котором в небольшом количестве встречаются пирит и кальцит.

Последней формировалась карбонатная ассоциация, представленная различно ориентированными кальцитовыми, реже доломитовыми прожилками, секущими все ранние образования.

Ниже описаны основные рудные и жильные минералы месторождения в порядке их значимости и по степени распространенности.

Рудные минералы

З о л о т о с а м о р о д н о е—важнейший рудный минерал месторождения. Встречается оно как в гипогенных, так и гипергенных ас-

---

[1] Парагенетические ассоциации и вопросы стадийности минералообразования Мурунтау изучались и изучаются также Е. И. Абрамовым, Р. П. Бадаловой, Ю. Г. Заремба, Х. Р. Рахматуллаевым и Г. М. Чеботаревым.

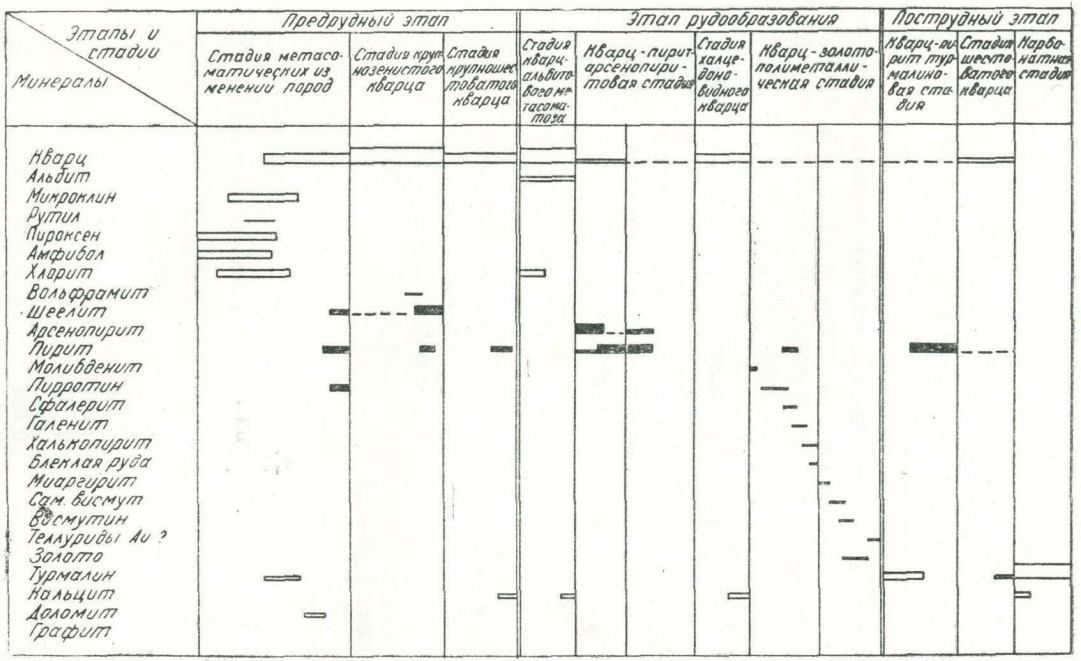


Рис. 60. Схема стадийности процесса гидротермального минералообразования рудн ого поля Мурунтау (составила Н. П. Нестерова).

социациях. Видимое гипогенное золото локализуется главным образом в жилах и прожилках крупно- и среднезернистого кварца и сульфидов в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, сульфосолями висмута, серебра и др.

В кварце оно образует неравномерно рассеянные тонкие включения и прожилки, иногда мелкие гнезда, приуроченные к границам кварцевых зерен, к местам скоплений сульфидов и обломков вмещающих пород. В сульфидах выполняет тонкие трещины и интерстиции между зернами.

Формы выделения золота разнообразны и определяются главным образом морфологией трещинок и межзерновых пространств, что обусловило появление ангедральных округлых зерен его, а также различных пластинчатых дендритовидных и губчатых образований. Аналогичные формы характерны и для гипергенного золота, которое, кроме того, нередко дает и пленочные выделения.

В гипогенных рудах, как показывает изучение золота из протолочек, по данным Л. Н. Николаевой, значительно (40—95% всех золотин) распространены монокристаллы золота, что является одной из характерных особенностей месторождения. Форма монокристаллов каплевидная, комковатая, дробевидная, реже октаэдрическая. По размерам золото Мурунтау, как и большинства других месторождений Западного Узбекистана (Бадалова, 1962), согласно классификации В. К. Флерова и А. А. Усовой (Петровская, 1947), преимущественно мелкое и весьма мелкое. Гранулометрические исследования Н. П. Нестеровой и Е. А. Сибирякова 368902 *знаков золота* весом 2465,34 *мг* из протолочек, отобранных из разных зон месторождения, показали, что золотины указанных классов в целом по месторождению составляют 58,5% от общего числа золотин и 96,0% от их веса:

Классы и размеры золотин, мм	*Содержание золотин, %*	
	от общего числа	*от общего веса*
Пылевидное, 0,005	41,5	3,5
Весьма мелкое, 0,05—0,2	51,4	37,0
Мелкое, 0,2—1,0	7,1	59,0
Среднее, 1,0—1,5	0,0	0,5

Ниже приводим состав золота по данным микрохимических анализов (вес.%). Аналитик Ф. А. Ферьянчич (ЦНИГРИ). Пробы отобраны Н. П. Нестеровой.

	Проба 1	*Проба 2*
Au	94,57	94,60
Ag	4,87	4,20
Cu	0,005	0,005
Bi	0,007	0,000
Pb	0,033	0,002
As	Сл.	0,004
Fe	0,021	0,016
Нерастворимый остаток	0,79	1,05

Таким образом, основной примесью в нем является серебро.

Спектральным анализом в золоте (табл. 33) почти постоянно обнаруживается ртуть, часто висмут, медь и другие элементы, представляющие значительный геохимический интерес. Содержанием серебра в основном определяется его пробность, которая, по данным Н. П. Нестеровой и др., колеблется от 737 до 953 (табл. 34).

Поскольку пробы золота анализировались из случайно выбранных протолочек и золотины имели различную крупность, указанные ана-

Таблица 33

Важнейшие акцессорные химические примеси в золоте и сульфидах Мурунтау по данным спектральных и химических анализов (по материалам Н. П. Нестеровой и др.)

Минералы	Кол-во анализов	Au		Ag		Hg		Cu		Pb		Zn		Bi	
Золото	37	100	5	100	3—5	70	2—4	97	1—4	45	1—2	8	2—3	27	1—3
Пирротины	2		—	50	1	—	—	100	1—2	50	1	50	2	100	1—2
Арсенопириты	26	58	2—3	80	1—3	—	—	100	Сл.—2	33	1—2	33	2—3	80	1—2
Пириты „рудные“	24	7	1—5	76	Сл.—3		—	90	Сл.—2	37	1—2	28	2—4	37	1—3
Пириты из пострудных образований	5	4	—	40	Сл.—1	—	—	80	Сл.—2	—	—	50	2	20	2
Марказиты	2	—	—	100	Сл.	—	—	100	1—2	100	1	50	2	—	—
Молибденит	1	100	2	100	1	—	—	100	1—2	100	1—1	—	—	—	—
Сфалериты	2	—	—	50	Сл.	50	1—2	100	2—4	50	1—2	100	5	50	1

Минералы	Ni		Co		Mo		W		Sb		As		Se	Te	Se/Te
Золото	5	1—2	—	—	10	Сл.—1	35	2—4	—	—	16	2—3	—	—	—
Пирротины	100	1—3	100	1—2	—	—	—	—	50	2	50	5	—	—	—
Арсенопириты	100	1—2	100	1—2	8	1—2	8	1—2	80	2	100	5	318,2/7	147,4/7	2,1
Пириты „рудные“	90	Сл.—3	56	1—2	14	1—2	1	4	7	Сл.—1	—	3—5	98,0/7	6,1/7	16,0
Пириты из пострудных образований	80	Сл.—3	60	1—2	2	1	—	—	—	3	—	—	93,0/2	59,0/1	18,0
Марказиты	100	1—2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит	100	1—2	—	—	100	5	100	2	—	—	100	3	—	—	—
Сфалериты	50	2	50	2	50	3	—	—	—	—	50	3	—	—	—

Примечание. По каждому элементу в первой колонке дана частота встречаемости элемента, во второй—содержание элемента в баллах. Для Se и Te в числителе дано среднее содержание в *г/т*, в знаменателе—число проб.

лизы вполне удовлетворяют условиям случайности и поэтому могут быть обработаны статистически. Для построения гистограммы (рис. 61)

Таблица 34

Пробность золота месторождения Мурунтау

Геологическая позиция	Кол-во проб	Пробность, %	Место взятия проб
I. Поверхность	45	765—953 (890)	Канавы 291, 286, 273, 246, 194а, 306, 225, 434, 905, 434 и расчистка № 4
II. Малые глубины	14	819—949 (878)	Шурфы № 10, 8, 9, 22, 12 (глубина 35—40 *м*)
III. Средние и большие глубины	4	737—895 (833)	Скв. 9, 10, 11 и шахта № 1 (глубина 23—372 *м*)
Всего	63	737—953 (889)	

Примечание. В скобках приведены средние значения.

совокупность значений пробности была разделена на классы, изменяющиеся в арифметической прогрессии, с величиной приращения, равной 20 единицам. Гистограмма показывает, что наиболее часто встречается высокопробное золото с пробой 881—960. Примечательно, что средняя пробность золота из приповерхностных зон месторождения (I) совпадает с большим пиком гистограммы. Золото с бóльших глубин (табл. 34) отличается меньшей средней пробой. Эти данные, несмотря на отдельные отклонения и сравнительно малое количество анализов золота с глубоких горизонтов, по-видимому, свидетельствуют о некоторой тенденции к уменьшению пробности с глубиной (или с уменьшением степени окисленности руд), что, вероятно, обусловлено главным образом явлением облагораживания золота в зоне окисления.

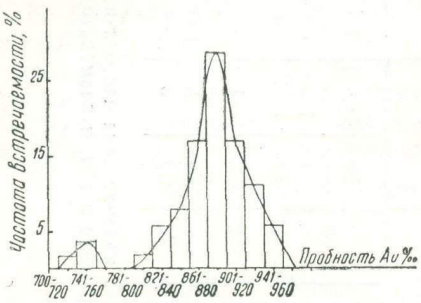


Рис. 61. Таблица распределения и гистограмма пробности золота месторождения Мурунтау. Составил Г. М. Чеботарев.

Пробность	Число случаев	% %
721—740	1	1,8
741—760	2	3,7
761—780	—	—
781—800	—	—
801—820	1	1,8
821—840	3	5,6
841—860	4	7,6
861—880	9	17,0
881—900	15	28,6
901—920	9	17,0
921—940	6	11,3
941—960	3	5,6
Сумма	53	100,0

Обращает внимание некоторое увеличение числа проб золота с пробностью от 741 до 760%, соответствующей малому пику.

Появление двух пиков на гистограмме, очевидно, не случайно и дает основание предполагать наличие в рудах Мурунтау, по аналогии с другими месторождениями Западного Узбекистана, золота по меньшей мере двух типов, отличающихся также по крупности и относительному возрасту (Хамрабаев, 1958; Бадалова, 1964).

Касаясь вопроса о месте золота в рудном процессе, необходимо отметить, что отлагалось оно, как показывают минераграфические наблюдения, главным образом позже вмещающих его кварца и сульфидов. Это дает основание связывать образование основной массы золота с наиболее поздней стадией рудного процесса. Однако наблюдаемые минеральные соотношения в ряде случаев обусловлены, по мнению Г. М. Чеботарева, перегруппировкой и перемещением дисперсного золота, синхронного с вмещающими его минералами вследствие диффузионных или иных (Бадалов, 1965) процессов. Поэтому допускается многократное выделение золота из растворов и привнос определенной части его еще на ранних стадиях формирования месторождения.

Пирит — наиболее распространенный сульфид. По ассоциациям

Таблица 35

Распределение золота и серебра в важнейших сульфидах месторождения Мурунтау (по данным Н. П. Нестеровой)

Минералы	Кол-во проб	Золото, отн. %	Кол-во проб	Серебро, отн. %	Ag/Au
Арсенопирит					
крупнокристаллический	43	0,44–146,2 (9,14)	12	0,0—15,2 (5,36)	0,58
мелкозернистый	7	0,48—48,0 (13,96)	13	0,08—26,8 (9,14)	0,65
Пирит					
из вмещающей породы	5	0,0—0,2 (Сл.)	3	0,0—1,2 (0,52)	2,6
из рудных жил и прожилков	41	0,0—50,0 (3,92)	17	0,0—58,4 (10,42)	2,80
из кварц-турмалиновых брекчий	7	0,0—3,2 (0,82)	6	0,0—6,8 (1,7)	2,07
Пирротин	2	Сл.—3,2 (1,6)	2	0,12—1,6 (0,86)	0,53

и содержанию золота выделяются предрудные, рудные и пострудные пириты. Первые широко распространены в углистых разностях сланцев, где образуют послойные пленочные выделения и прожилки, развиваются по пирротину и замещаются марказитом. Рудные пириты представлены двумя генерациями. Ранний крупнозернистый (0,0—1 *см*) совместно с арсенопиритом I (см. ниже) слагает жилы, прожилки и гнезда в зальбандах мощных кварцевых жил. Поздний тонкозернистый пирит в ассоциации с поздним арсенопиритом цементирует раздробленные скопления крупнозернистого пирита. В зонах распространения халцедоновидного кварца пирит замещается минералами кварц-полиметаллической ассоциации. Рудные пириты содержат включения и просечки золота. Из пострудных пиритов наиболее распространен пирит, ассоциирующий с турмалином в цементе кварцевых брекчий и зонах турмалинизации сланцев. Он в виде кубических метакристаллов размером 0,01—10 *мм* слагает гнезда и прожилки или образует неравномерно рассеянную вкрапленность. Содержание золота в нем, в отличие от описанных выше разностей, незначительно (табл. 35). В жилах шестоватого кварца, секущих кварц-турмалиновые брекчии, в ассоциации с кальцитом установлены кристаллы пирита в форме пентагондодекаэдров, а в наиболее позднем натечном карбонате встречается пирит в виде радиально-лучистых почек.

Арсенопирит — весьма характерный минерал месторождения. Наиболее ранний (?) арсенопирит встречается в виде мелких (до 3 *мм*) неравномерно рассеянных метакристаллов в измененных сланцах совместно с подрудным пиритом и пирротином. В рудных зонах широко распространен крупнозернистый арсенопирит I, тесно ассоциирующий с ранним крупнозернистым пиритом и кварцем. Они выполняют субширотные трещины, образуя иногда довольно мощные жилы (до

20 *см*) и прожилки, рассеянную вкрапленность, гнезда в породе, в жилах крупнозернистого кварца и кварцево-турмалиновых брекчиях. Крупнозернистый арсенопирит обычно сильно катаклазирован. Он цементируется пиритом и тонкозернистым арсенопиритом II. Последний, резко подчиненный количественно, выделяется как самостоятельная генерация арсенопирита, распространенная также в виде вкрапленности в кварцевых жилах, несущих золото-полиметаллическую минерализацию. Отличается повышенной золотоносностью (табл. 35).

Характерно, что отношения *Ag/Au* в ранних и поздних арсенопиритах близки между собой. Эти отношения, как известно, являются весьма важным геохимическим показателем условий минералообразования (Щербина, 1956). В нашем случае намечается некоторая зависимость величины *Ag/Au* от состава сульфидов, поскольку для рудных и пострудных пиритов это отношение в среднем близко к 2,4, что примерно в 5 раз больше, чем в арсенопиритах. Однако пирротины, близкие по составу к пиритам, имеют такое же отношение, как и арсенопириты.

Пирротин в значительных количествах рассеян в углистых разностях сланцев. Небольшие, обычно неправильной формы, скопления он образует в кварцевых жилах и сульфидных прожилках, ассоциируя с халькопиритом и сфалеритом. На участках, затронутых окислением, интенсивно замещается марказитом. Иногда содержит мельчайшие включения золота. По данным пробирного анализа (табл. 35). содержание золота в нем достигает 3,2 отн.%.Образование пирротина в сланцах обусловлено, по-видимому, метаморфической перегруппировкой вещества пород.

Халькопирит встречается в незначительных количествах в кварцевых жилах, в сульфидных прожилках совместно с пирротином и сфалеритом. В нем установлены мельчайшие включения золота.

Сфалерит в виде единичных мелких зерен встречается в сульфидных прожилках и кварцевых жилах совместно с описанными сульфидами и галенитом, которые он замещает. Вместе с тем сфалерит замещается блеклой рудой и миаргиритом. В нем также обнаружены единичные включения золота.

Висмутин обычно совместно с самородным висмутом встречается в трещинах в арсенопирите в виде мелких неправильных включений размером до 0,1 *мм*. В кварц-карбонатных прожилках висмутовые минералы часто ассоциируют с золотом.

Миаргирит присутствует в жилах халцедоновидного кварца в виде включений величиной до 3 мм. Он корродирует сфалерит, замещаясь кераргиритом. Содержит мелкие включения золота.

Жильные и породообразующие минералы

Кварц представлен породообразующим кластогенным метасоматическим и жильным. Среди жильных кварцев различаются рудные и пострудные. Расшифровке очень сложных взаимоотношений между некоторыми разновидностями рудных кварцев во многом способствовали исследования Н. В. Петровской, проведенные в 1965 г. Кварц метасоматический широко развит в алевролито-песчанистых разностях пород, где слагает зоны послойного окварцевания. Они отличаются низкими содержаниями золота.

Как установлено по пересечениям, из жильных наиболее ранним является средне-и крупнозернистый рудный кварц I, концентрирующий основную массу промышленного золота (рис. 62*б*). Он слагает мощ-

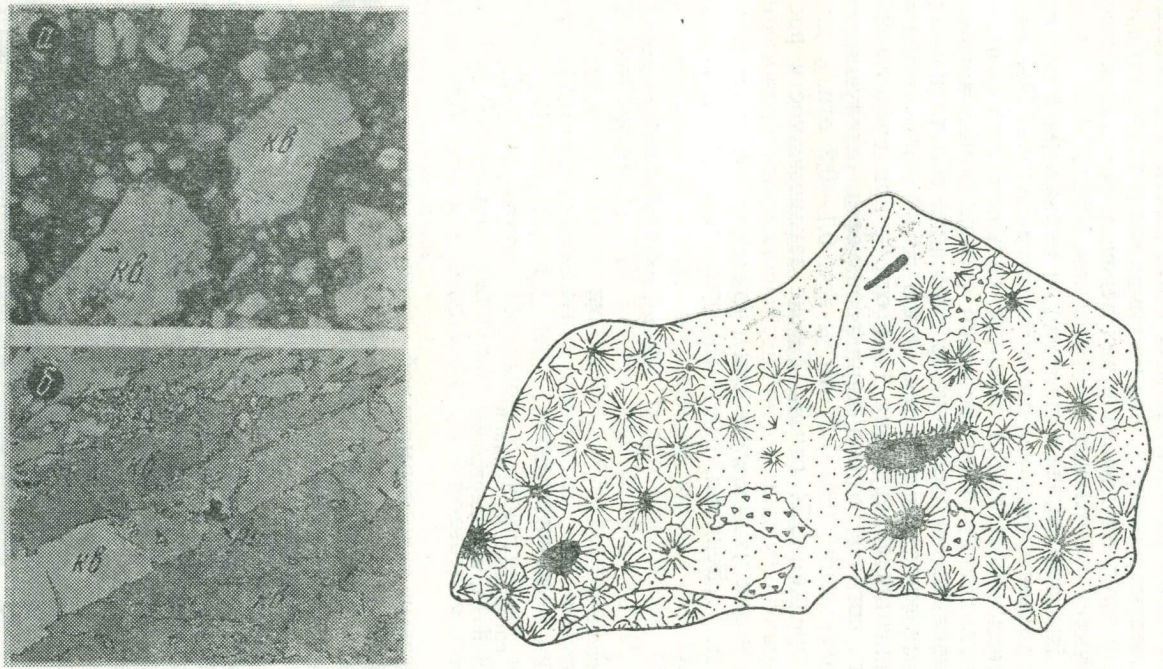


Рис. 62. Розетчатый кварц, золотоносный кварц и кварц-турмалиновая брекчия из гидротермальных образований Мурунтау.

а—кварцевая (кв) брекчия, сцементированная тонкозернистым турмалином (ту). Прозрачный шлиф, ув.6 0; *б*—*золото* в кварце (черное). Шлиф, ув. 80; *в*—штуф „розетчатого" кварца. Черное—обломки породы, точки—халцедоновидный кварц, треугольники—мелкие кристаллики горного хрусталя на стенках пустот. Натуральная величина. Зарисовка Г. М. Чеботарева.

ные секущие и ответвляющиеся от них согласные жилы и прожилки штокверков. Указанные образования, по-видимому, представляют собой единую последовательно и непрерывно развивавшуюся в течение определенной стадии минерализации систему кварцевых жил.

Кварц этот массивный, сливной, светло-серый, местами водянопрозрачный или темно-серый за счет примесей. Он почти повсеместно в той или иной мере метаморфизован, что проявляется в различных по степени пластических и хрупких деформациях зерен, в появлении местами характерных структур грануляции (Петровская, 1956).

Установлено, что гидротермальные наложения сульфидов и золота тем интенсивнее, чем сильнее проявлен метаморфизм кварца. Поэтому наиболее золотоносными оказываются мощные секущие жилы, отличающиеся от согласных, как правило, большей степенью метаморфизма. Как показало раздельное опробование, содержание золота в мощных секущих кварцевых жилах колеблется от 0,5 до 60 отн.%, причем наиболее часто встречаются содержания 1—4 отн.% при среднем 2,7 отн.%. Золотоносность согласных жил характеризуется следующими цифрами: пределы содержаний 0,0—1,4 отн.% при 0,1—0,2 отн.% для большинства проб и среднем 0,54 отн.%. Те же закономерности распределения золота характерны и для секущих и согласных прожилков из штокверковых зон и так называемых зон прожилкового окварцевания (по материалам А. Т. Бендика, Е. Л. Сибирякова и Н. П. Нестеровой и др.).

	Число проб	*Содержание золота, отн. %*
Кварц из секущих прожилков	46	2,72
Кварц из согласных прожилков	45	0,54
Участки рудных зон с преобладанием секущих прожилков	37	0,74
То же с преобладанием согласных прожилков	41	0,30
Измененные вмещающие породы, не содержащие кварцевых прожилков	20	0,22

Наряду с процессами гидротермальной концентрации золота на месторождении немалую роль могли играть процессы его диффузионного перераспределения, которые, как известно (Моисеенко, 1965), при метаморфизме протекают интенсивнее.

Кварц II слагает субширотные небольшой мощности жилы шестоватой текстуры, где отдельные кристаллы достигают 15 *см* в длину. Он отличается слабым метаморфизмом и низкой золотоносностью.

Кварц III входит в состав тонких пирит-арсенопиритовых прожилков и цементирует брекчии крупнозернистого кварца.

Кварц IV халцедоновидный, зеленоватый за счет примеси гидрослюд, выполняет маломощные жилы и прожилки в сколовых трещинах субширотного простирания и содержит включения пирита, сфалерита, миаргирита, золота и других минералов. Близок к этой разновидности так называемый «розетчатый» кварц, жилы которого развиты в зоне Южного разлома. Он сложен сферическими радиально-лучистыми и гребенчатыми агрегатами, крустифицирующими мелкие обломки вмещающих пород (рис. 62 *в*). Пространственная обособленность этих жил и отсутствие четких соотношений с другими образованиями делают недостаточно определенным возрастное положение «розетчатого» кварца.

Пострудный шестоватый кварц концентрируется в зонах кварц-турмалиновых брекчий. Признаки деформации в нем практически отсутствуют.

Из других жильных минералов, представляющих интерес, может быть отмечен турмалин, широко распространенный на месторождении.

Турмалин представлен тонко- и скрытокристаллической разностями, образующими скопление в зонах послойной турмалинизации сланцев, сопровождаемой многочисленными тонкими прожилками турмалина, а также является цементом так называемых кварц-турмалиновых брекчий (рис. 62 *а*). Окраска турмалина в штуфе светло-коричневая разных оттенков. По оптическим свойствам турмалин из брекчий приближается к дравиту (Ю. Г. Заремба, Г. М. Чеботарев). Отмечена также шерловая его разность (И. П. Заревич). С турмалином в брекчиях обычно ассоциирует пирит, дающий иногда большие скопления. Брекчии в целом характеризуются низкими содержаниями золота. Их золотоносность, по-видимому, определяется наличием золота в обломках кварца. Однако тела кварц-турмалиновых брекчий развиты обычно вблизи богатых рудных зон. Большое поисковое значение этих образований для золоторудных месторождений Западного Узбекистана впервые подмечено И. Х. Хамрабаевым (1958).

Геохимические особенности месторождения

Спектральным, химическим, пробирным и другими методами здесь установлено свыше 40 элементов, подразделяемых на: а) типичные элементы вмещающих пород — H, O, Na, Mg, Al, Si, K, Ca; б) типичные элементы гидротермальных образований — Si, S, Fe, Ca, Ti, Cu, Zn, As, Sr, Mo, Ag, W, Au, Hg, P, Bi. Эти элементы — ведущие породо- и рудообразующих минералов. В них в качестве изоморфной, механической или сорбированной примеси присутствуют Co, V, Sn, Ni, Ga, Ge, Cr, Nb, Ta, Yt, Yb, La, Ce. Ряд элементов — P, Fe, As — образует небольшие концентрации в зоне гипергенеза.

Распределение важнейших из них в золоте и сульфидах месторождения показано в табл. 33, 34, 35. Рассмотрим некоторые особенности отдельных элементов.

Золото и серебро — важнейшие рудные элементы. Золото находится главным образом в самородном состоянии и отчасти в форме теллуридов (?).

Серебро тесно ассоциирует с золотом, определяя его пробность, и образует самостоятельные минералы — аргентит, миаргирит, полибазит, а в зоне окисления — кераргирит. Промышленное золото концентрировалось под влиянием гидротермальных и, вероятно, диффузионных процессов после формирования системы кварцевых жил и наложенных на них сульфидных прожилков. Отношение Au к Ag в рудах в целом по месторождению, по данным Мурунтауской ГРП, приближается к 4 : 1 при отношении их кларков для песчаных пород, равному 1 : 10 (Попов, 1963).

Наличием минеральных форм серебра объясняются установленные статистически С. А. Денисовым в 1965 г. изменения отношения Ag : Au в пробах с разным содержанием Au. При этом замечена прямая зависимость между величиной указанного отношения и содержанием золота.

Количество не связанного с золотом серебра составляет примерно 0,6 отн.%. Исключение этой величины делает отношение Ag : Au в пробах примерно постоянным.

Мышьяк наряду с железом является важнейшим элементом рудных жил, где он концентрируется главным образом в виде арсенопирита в различных сульфидах и золоте (табл. 33). В зоне окисления

он входит в состав скородита и питтицита. В небольших количествах мышьяк установлен в лимонитах, ярозитах и др.

Тесная геохимическая связь с золотом делает мышьяк важным индикаторным элементом (Храмышкин, 1962), который в совокупности с ртутью, висмутом и другими может быть использован при поисках золоторудных месторождений в Западном Узбекистане.

Ртуть присутствует в форме редко встречающейся киновари; в золоте она находится, вероятно, в виде амальгамы, а в сфалерите — в виде изоморфной примеси. Наличие ртути в золоте имеет большое геохимическое значение. Оно показывает специфику геохимической провинции, к которой принадлежит месторождение, и может рассматриваться как признак сравнительно низкой степени метаморфизма руд (Моисеенко, 1965).

Селен и теллур — характерная примесь важнейших сульфидов месторождения. Они установлены также в ярозите, скородите, лимоните. Максимальными содержаниями селена из гипергенных минералов характеризуется питтицит — 320 *г/т*, что представляет значительный геохимический интерес. Селен в количестве до 3 *г/т* установлен в отдельных пробах алевролитов, вероятно, за счет сульфидов. В пиритах из рудных и пострудных жил содержание селена и теллура примерно одинаковое — в среднем 95 и 5,5 *г/т*. В арсенопиритах же их в 3 раза больше, чем в пиритах (табл. 35). Высокие содержания теллура в арсенопирите указывают на возможность наличия в них теллуридов золота.

Структурно-текстурные особенности руд

Формирование руд, как установлено исследованиями их структурно-текстурных особенностей, было сложным, многостадийным. Важнейшими факторами, определяющими текстуры руд, являются: 1) характер отложения рудоносного кварца в жилах и прожилках, 2) взаимоотношение кварцевых жил и прожилков с вмещающими породами и 3) взаимоотношение их с более поздними выделениями сульфидов и других минералов. Основная масса рудоносного крупнокристаллического кварца в жилах отличается однородной массивной текстурой без заметных признаков крустификации зальбандов или обломков пород. Это может свидетельствовать об одновременной кристаллизации кварца во всем объеме жилы на данном ее срезе. Не исключено, что кристаллизующаяся масса кремнекислоты находилась, как полагает С. Т. Бадалов (1966) для такого рода жил, в состоянии коллоида, хотя явных признаков раскристаллизации геля (Бетехтин и др., 1958; Григорьев, 1961 и др.) в них не наблюдается.

Обломки вмещающих пород разных размеров, концентрирующиеся преимущественно вблизи зальбандов, имеют четкие остроугольные очертания и образуют участки жил брекчиевидной текстуры. Обычно обломки пород окварцованы, иногда настолько интенсивно, что вместо них в кварце видны лишь «тени», состоящие из реликтов породообразующих минералов. Участки скопления в кварце «теней», как и самих обломков, отличаются повышенными концентрациями золота.

Наряду с описанными распространены брекчии крупнокристаллического кварца, сцементированные кварцем поздних генераций, карбонатом, тонкозернистым турмалином и сульфидами. Они также часто золотоносны. Нередко перечисленные минералы выделяются в массивном кварце по трещинам, образуя различные текстуры пересечения.

Сульфиды в кварце встречаются в виде рассеянных или собранных в цепочечные прожилки выделений, в виде гнезд, линзочек, прожилков и жил явно эпигенетических относительно вмещающего кварца. Содержание их обычно не превышает 1%, но в отдельных случаях достигает 5—10%. Скопления сульфидов часто приурочены к висячим зальбандам мощных кварцевых жил. Их прожилки и жилы в кварце обычно имеют зональное корковое несимметрично поясовое строение, обусловленное выполнением тонких параллельных трещин (Шахов, 1961). Внутри- и пострудная тектоника способствовала почти повсеместному появлению в массивном кварце отмечавшихся выше признаков динамометаморфизма, что является характерной чертой, отличающей его от кварцев поздних генераций. Последние слагают жилы и прожилки шестоватой, друзовой и розетчатой текстур.

Руды прожилкового типа представляют собой сложное сочетание субпараллельных или взаимно пересекающихся, ветвящихся, причудливо изогнутых или гофрированных субсогласных, секущих маломощных жил и прожилков кварца, сульфидов и др. Вследствие будинажа субсогласные кварцевые жилки часто имеют четковидное строение. Заполнение кварцевых жил сопровождалось местами интенсивным замещением кварцем тонкослоистых вмещающих пород, что обусловливало появление характерных полосчатых руд с реликтовой слоистостью. Наиболее типичны для прожилковых текстуры пересечений. Прожилки крупнозернистого кварца пересекаются обычно сульфидами, кварцевыми, кварц-турмалиновыми, а сульфидные — кварц-турмалиновыми, кварцевыми и карбонатными прожилками.

К вопросу о генезисе рудных образований Мурунтау

УДК 553.061.12

К настоящему времени еще нет достаточного количества материалов, позволяющих восстановить картину формирования структуры рудного поля и гидротермальной деятельности. Имеющиеся данные дают представление лишь о главных этапах и стадиях метаморфизма пород, возрастных взаимоотношениях даек, различных кварцевых жил и других минеральных образований и позволяют наметить основные генетические особенности рудного поля.

По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руд рудное поле является типично гидротермальным, переходным от гипо- к мезотермальным и сформировалось в течение весьма длительного времени.

Формирование структуры рудного поля и процессы минералообразования происходили прерывисто, в два этапа. Среди исследователей нет общей точки зрения на продолжительность разрыва во времени между этапами и на источник золотого оруденения.

По мнению А. Т. Бендика, Г. В. Касавченко, А. А. Кустарниковой, Х. Р. Рахматуллаева (1965) и др., этапы оруденения относятся к разным металлогеническим циклам — каледонскому (редкометальный и частью золотой) и герцинскому (сульфидно-золотой). Они считают главным доказательством этого присутствие кварцевых галек в нижнедевонских гравелитах, описанных И. Х. Хамрабаевым (1958), К. К. Пятковым и др. (1960), Ю. А. Лихачевым и др. (1963), в которых позже было установлено золотое оруденение, а также сильно измененная предположительно жильная порода, которую относят

к проявлениям каледонского (силур-нижнедевонского, по А. А. Кустарниковой) магматизма.

По мнению С. Д. Шера, столь резкий разрыв во времени между двумя этапами формирования рудного поля маловероятен, а приведенные факты в пользу каледонского магматизма требуют дальнейшего изучения.

Некоторые исследователи (Бадалов, 1966) рассматривают вмещающую толщу не только как благоприятную среду для локализации оруденения, но и как источник золота, принимая в качестве главного механизма образования золотоносных жил не привнос, а перераспределение золота, ранее тонко рассеянного в породах. В доказательство этого приводятся данные о повышенном кларке золота в породах из периферических частей рудного поля, не затронутых заметными метасоматическими преобразованиями. Однако этого не достаточно. Серьезным препятствием концепции о прямом переотложении золота из пород в жилы является то, что золото поступало только на поздних стадиях формирования рудного поля, а также тесная ассоциация золота с определенными рудными минералами.

В течение первого этапа заложены главные элементы структуры рудного поля. Песчано-сланцевая толща была смята в крупную брахиантиклинальную складку со сравнительно пологими (порядка 15—30°) углами падения пород на крыльях. Образование антиклинали, по-видимому, сопровождалось внедрением интрузии. В то время были заложены Структурный и Южный разломы и серия мелких субширотных сбросов. В этот этап преобладали вертикальные перемещения горных масс. Для него характерна высокая степень пластичности вмещающих толщ, что отчетливо проявляется в морфологии жил и прожилков, согласных со слоистостью пород.

Гидротермальная деятельность первого этапа привела к широким метасоматическим преобразованиям песчаников и алевролитов и отложению высокотемпературных кварц-пироксеновых с шеелитом прожилков. В следующую стадию этого этапа гидротермальной деятельности были отложены основные массы жильного крупнозернистого кварца с редкометальной (шеелит, вольфрамит) минерализацией, калиевым полевым шпатом и типичной для них оторочкой кварц-микроклиновых метасоматитов.

Второй этап оруденения в целом резко отличается от первого. Он формировался в условиях жесткой консолидированной среды, в связи с чем жилы и прожилки, относящиеся к нему, характеризуются прямолинейными контактами и сравнительно простой морфологией. Неоднородность вмещающей толщи оказывала на них значительно меньшее влияние.

Во второй этап окончательно сформировалась Тасказганская антиклиналь. Ее асимметрия и изгиб осевой поверхности, по-видимому, являются результатом жесткого упора (возможно выступа интрузии) на глубине. Складчатость сопровождалась внедрением интрузии гранитоидного состава, с которой, очевидно, и связано в целом оруденение. Интрузивный процесс завершился внедрением даек плагиогранит- и сиенит-порфиров. Размещение пучков концентрации даек по периферийным частям рудного поля и элементы их залегания позволяют связывать возникновение трещин, выполненных ими, с дифференциальным поднятием крупного интрузивного массива.

Метасоматические преобразования вмещающих пород, сформированные во втором этапе, наложились на метасоматиты первого этапа.

К ним относится формирование кварцевых и кварцево-альбитовых метасоматитов, а по мнению ряда исследователей (А. Т. Бендик и др.), также и отложение кварц-актинолитовых прожилков, секущих прожилки крупно- и среднезернистого кварца.

Двукратная метасоматическая проработка вмещающих пород, наличие крупных крутосекущих слоистость пород кварцевых жил и широкое развитие послойных и секущих кварцевых прожилков обусловили весьма благоприятную вмещающую среду для последующего отложения золота. Южный и Структурный разломы, заложенные еще в первый этап формирования рудного поля, и серия субширотных сбросовых трещин, многократно подновляющихся вследствие длительного сохранения плана деформации внутри блока между крупными разломами, предопределили высокую проницаемость пород для золотонесущих растворов.

Сульфиды и золото отлагались в условиях бокового сжатия со стороны центрального звена Южного взброса. По широтным сбросам произошли сдвиговые перемещения и были заложены сколовые трещины северо-восточного и субмеридионального простирания. При этом материал высвобождался в основном в горизонтальном направлении и развивались сдвиги и взбросо-сдвиги. Кварц-сульфидно-золотой этап проходил в две стадии — кварц-пирит-арсенопиритовую и кварц-полиметаллическую с золотом. В первую отложились две парагенетические минеральные ассоциации: кварц-арсенопиритовая и пирит-арсенопиритовая, во вторую — кварц-полиметаллическая и ассоциация золота, минералов висмута и сульфосолей серебра.

Как и на большинстве других золоторудных месторождений, в описываемом рудном поле золото из растворов выделялось в заключительную стадию рудного процесса, после отложения главной массы кварца и сульфидов.

Весьма специфично для рудного поля относительно широкое проявление в его пределах поздней, послезолотой гидротермальной деятельности. Послерудный этап подразделяется на три стадии.

Кварц-турмалиновая стадия проходила в условиях общего поднятия блока. Под действием вертикальных сил были заложены кулисообразно расположенные трещины отрыва, залеченные кварц-турмалиновыми брекчиями.

В следующую за ней стадию, проходившую, очевидно, под некоторым влиянием тангенциальных сил, жилы кварц-турмалиновых брекчий были раздроблены. Приоткрылись субмеридиональные трещины и незначительно субширотные. Все приоткрытые структуры залечивались шестоватым кварцем, ассоциирующимся с пиритом и кальцитом.

Завершающая стадия развития структуры рудного поля характеризуется быстрым поднятием всего района и приоткрыванием трещин всевозможных направлений, которые залечивались карбонатами.

По общей геотектонической позиции — принадлежности к зоне герцинского тектогенеза, характеру вмещающих толщ и ряду других черт—оруденение рассматриваемой формации весьма близко к всемирно известным месторождениям золота штата Виктория в Австралии— Бендиго, Балларат, Каслмайн и другим, описанным многими исследователями (Thomas, 1953; и др.).

Эти месторождения приурочены к толщам сложного многократного переслаивания темно-серых «углистых» песчаников, алевролитов филлитовидных сланцев нижнего ордовика, весьма напоминающих отложения, развитые на описанном рудном поле. Так же, как и в пределах последнего, значительное влияние на локализацию оруденения

оказывает неоднородность вмещающей толщи и частое переслаивание пород. В более верхних и более нижних сравнительно однородных сланцевых отложениях золотоносность развита значительно слабее. Характерна приуроченность оруденения в целом к антиклинальным структурам.

Большинство месторождений золота, развитых в штате Виктория, относится к типу кварцевых жил, жильных свит и зон кварцевых прожилков. При этом характерна сложная морфология жил и прожилков и широкое развитие морфологических типов, обусловленное слоистостью и сланцеватостью толщи и рассекающих ее дизъюнктивных нарушений. Содержание сульфидов в рудах небольшое, не превышающее 1—2%. Преобладают арсенопирит и пирит, в подчиненном количестве встречаются галенит, сфалерит, а также минералы висмута и свинца. Характерны также монокристаллические выделения золота, обычно в форме октаэдров, типичные также для описанного рудного поля. Отличием являются значительно более крупные размеры золотин в Австралийских месторождениях.

Из месторождений Советского Союза наиболее близко по типу к описанному рудному полю месторождение Советское в Енисейском кряже, детально охарактеризованное Н. В. Петровской и П. С. Бернштейном (1954). Оно сходно по особенностям вмещающей толщи, отсутствию или малому развитию магматических пород, чрезвычайно сложной морфологии отдельных жил и прожилков и многообразию их сочетаний, малосульфидному типу руд с преобладанием среди рудных минералов арсенопирита.

Вместе с тем имеется ряд специфических черт, которые не позволяют говорить о полном тождестве месторождений. Это, прежде всего, иной возраст вмещающих пород и оруденения, иной характер околожильных изменений, различия ассоциаций минералов, наиболее близких по времени выделения к золоту, и др.

О перспективах Мурунтауского района и некоторые поисковые признаки на золото

УДК 553.3/8

Перспективы рудного поля не ограничиваются разведанными к настоящему времени запасами. По аналогии с детально изученными участками предполагается увеличение количества золотосодержащих жил и прожилков с глубиной по мере приближения к зоне Южного разлома. Особого внимания заслуживает юго-западная и юго-восточная части рудного поля. В северной части перспективы рудного поля ограничены.

Глубина распространения оруденения, очевидно, будет соизмерима с длиной штокверка и ограничена экзоконтактом предполагаемой на глубине интрузии гранитоидного состава. В связи с существенно сланцевым составом подстилающих рудовмещающую свиту пород с глубиною возможно изменение и появление новых морфологических типов рудных тел и парагенетических ассоциаций.

По предварительным данным, с глубиной усиливается интенсивность предрудных изменений пород, что может рассматриваться как благоприятный фактор для образования большого количества разрывных деформаций и локализации гидротермальных жил и прожилков кварца и сульфидов. С глубиной возможно также появление иных рудных минералов, особенно более высокотемпературных. Установле-

но, что с глубиной содержание золота существенно не снижается. В ряде же случаев оно повышается.

По данным геофизических исследований, не исключена возможность обнаружения не вскрытого эрозией золотого оруденения в зонах окварцевания (к северу от шарнира Тасказганской антиклинали на глубине 250—400 *м)* и зонах перекрытия мезо-кайнозойскими отложениями.

К западу от рудного поля в песчано-сланцевых отложениях выявлено несколько участков с золотой минерализацией, а также биогеохимические и металлометрические анамалии, изучение которых продолжается.

На основании изучения геологического строения рудного поля, минерального состава руд и условий локализации золота предварительно установлены некоторые поисковые признаки промышленных гидротермальных месторождений золота штокверкового и жильного типов в песчано-сланцевых отложениях района.

1. Помимо общих структурных особенностей (изгибы в плане и погружения шарниров крупных антиклиналей, пологое залегание пород на их крыльях, блокирование складок крупными широтными или субширотными разломами, резкие изгибы по простиранию субширотных крупных разломов на участках их некоторого выполаживания) несомненно благоприятным признаком для поисков месторождений золота штокверкового типа является насыщенность пород мелкими сколовыми нарушениями различных направлений, и особенно субширотными, залеченными жилами кварца и сульфидов.

2. Развитие мелких интрузий (даек кислого и щелочного состава). Дайки являются косвенным признаком наличия на глубине материнской гранитоидной интрузии и могут, как и сколовые нарушения, играть роль рудоподводящих каналов.

3. Присутствие в разрезе песчанистых и алевритистых разностей пород, перемежающихся со сланцами различного состава. Частое чередование пород с различными физико-механическими свойствами способствуют развитию различных деформаций, залечиваемых гидротермальными образованиями. Песчаники и алевролиты более химически активны, легче подвергаются метасоматическим изменениям (окварцеванию, альбитизации и др.). В силу своей хрупкости и пористости они более проницаемы для послемагматических растворов.

4. Наличие продуктов предрудных метасоматических процессов (окварцевание, сегрегационные метасоматические прожилки кварца, иногда полевого шпата и биотита), повышающих хрупкость и вместе с тем проницаемость пород, и продуктов контактового метаморфизма (кварц-амфибол-пироксеновые и кварц-эпидот-пироксеновые метасоматиты), развивающихся за счет алевролитов с карбонатным цементом.

5. Широкое развитие кварцевой минерализации (мощные кварцевые жилы или прожилковые зоны) свидетельствуют о возможной (но не обязательной!) локализации промышленных золоторудных месторождений. На примере многих золоторудных месторождений видно, что золото отлагалось в заключительную стадию гидротермального процесса, которой предшествовала сложная и длительная история геологического развития. Поэтому в процессе поисков необходимо устанавливать все генерации кварца, особенно продуктивные. Для района описываемого рудного поля характерны жилы и прожилки крупно- и среднезернистого кварца, кварц-сульфидные прожилки, жилы и прожилки шестоватого кварца, жилы «розетчатого» кварца. Следует обратить внимание и на развитие иных гидротермальных образований, в

частности на пространственное положение кварц-турмалиновых и кальцитовых жил относительно существенно кварцевых образований. Кварц-турмалиновые брекчии пространственно, а возможно и генетически, связаны с золотым оруденением. При выветривании они образуют резко положительные формы рельефа, и поэтому легко могут быть обнаружены.

6. Признаки внутренней деформации жильного кварца — дробление, наличие инородных обломков пород, минеральных прожилков и другие неоднородности, нарушающие монолитность и тем самым способствующие повышению его проницаемости — должны рассматриваться в качестве наиболее важного поискового критерия.

7. Наличие в кварцевых жилах, прожилках и метасоматически измененных породах свинцово-цинковой сульфидной ассоциации, и особенно ассоциации минералов висмута (висмутин и самородный висмут), теллуридов золота и миаргирита.

Так как ранние сульфидные минеральные ассоциации (арсенопиритовая с пиритом) по времени значительно оторваны от отложения золота, они в силу своей хрупкости должны рассматриваться как благоприятная осаждающая среда.

В связи с этим при оценке геохимических ореолов рассеяния поисково-оценочные работы должны проводиться, в первую очередь, на участках, характеризующихся значительными повышениями содержаний серебра, висмута и мышьяка.

8. Прямым поисковым признаком является присутствие золота в шлиховых пробах и протолочках. Однако широкое развитие ореолов вторичного рассеяния золота в рыхлых отложениях не достаточно для локализации промышленных (штокверкового и жильного) типов золоторудных месторождений. Как показал опыт поисково-разведочных работ, большинство таких ореолов связано с механическим разрушением мелких кварцевых (особенно согласных со слоистостью вмещающих пород) прожилков, несущих убогую золотую минерализацию. Небольшой по размерам кварцевый прожилок может образовать вокруг себя механический ореол рассеяния золота размером до 30—50 $м^2$. В случае же сближенного положения двух или более прожилков кварца образуется ореол рассеяния, не представляющий практического интереса.

Поиски промышленных типов золоторудных месторождений в районе описанного рудного поля должны проводиться только с учетом всех перечисленных поисковых признаков, на основе тщательного анализа геологоструктурых особенностей того или иного участка и представлений о глубинном геологическом строении района.

АРСЕНОПИРИТ-ПИРИТ-ЗОЛОТОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ
(Кокпатасское рудное поле)

УДК 553.41

В Кокпатасском рудном поле развиты проявления семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au}, представленные двумя рудными формациями — арсенопирит-пирит-золоторудной с кварцем и кварц-серебро-антимонитовой. Первая выражена сульфидно-вкрапленным оруденением, сосредоточенным в минерализованных зонах дробления; ее особенность — преобладание сульфидов над кварцем, объем которого редко достигает 20—25%, а также приуроченность золота к пириту и арсенопириту, субдисперсная форма нахождения золота и преобладание золота над серебром. Вторая представлена телами, залегающими

в известняках; характеризуется постоянным присутствием серебра и спорадическими очень низкими содержаниями золота. Пространственно оруденение этих двух формаций большей частью разобщено.

Кокпатасское рудное поле впервые описано К. К. Пятковым в 1952 г. как сурьмяное проявление. В 1960 г. Ю. В. Финкельштейном и Х. Р. Рахматуллаевым здесь обнаружено золото. Х. Р. Рахматуллаев впервые оценил Кокпатас как перспективный на золото и составил первую схему стадийности формирования месторождения. В настоящее время рудное поле изучается одноименной геологоразведочной партией, а также рядом специализированных партий МГ УзССР и научно-исследовательскими институтами ЦНИГРИ, САИГИМС, ИГГ АН УзССР и др.

Геология Кокпатасского рудного поля

УДК 553.41+553.291

Рудное поле расположено в Центральных Кызылкумах, на южных склонах Букантауских возвышенностей, и сложено комплексом осадочных, терригенно-осадочных и вулканогенных метаморфизованных пород палеозоя, местами перекрытых мезо-кайнозойскими образованиями. Главный структурный элемент площади — крупная антиклинальная складка (рис. 63), ядро которой сложено известняками, относимыми К. К. Пятковым и др. (1967) к верхневизейскому подъярусу нижнего карбона. Перекрывающие известняки отложения размещаются в крыльях антиклинали; они подразделяются на две свиты: архарскую и кокпатасскую. Архарская, фаунистически охарактеризованная в горах Окжетпес и Огузтау, отнесена К. К. Пятковым и др. к верхнебашкирскому и низам нижнемосковского подъяруса, а кокпатасская, по стратиграфическому положению, — к верхам нижнемосковского и низам верхнемосковского подъяруса среднего карбона.

Ю. А. Лихачев и др. (1963) обе свиты считают нижнепалеозойскими, а контакт их с верхневизейскими известняками — тектоническим. М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. А. Фузайлов (1967) причисляют кокпатасскую свиту к докембрию. Полученный нами фактический материал позволяет обосновать послевизейский возраст указанных свит.

Известняки, слагающие ядро Кокпатасской антиклинали, представлены «узорчатыми» и равномерно окрашенными разностями серого и темно-серого цвета, структура которых меняется от среднезернистой до афанитовой. Завершается разрез песчанистыми, детритусовыми известняками и маломощной пачкой доломитизированных известняков. Мощность визейских отложений более 250 *м*.

На различных горизонтах известняков с некоторым угловым и азимутальным несогласием залегает архарская свита с продуктами латеритного корообразования в основании. Доверхнебашкирская кора выветривания фиксируется на значительном протяжении кровли известняков (площадной тип), а также встречается в виде полос, приуроченных к зонам разломов древнего заложения (линейный тип). На северо-западе к горизонту карстующихся известняков приурочены мелкие тела бокситов низкого качества.

Архарская свита подразделяется на четыре литологические пачки. Первая пачка сложена преимущественно туфобрекчиями, состоящими на 70% из обломков эффузивов, сланцев, стекла и микролитов плагиоклаза. Цемент — базально-порового типа, состоит из хлорита, стекла, пелита и скоплений кварц-карбонатного состава. Характерны линзующиеся горизонты обломочных и халцедоновидных кремней, доломитов, органогенных известняков, плотных кварцевых песчаников и

эффузивов основного состава, нацело серпентинизированных и оталькованных. В основании пачки часто залегают углисто-глинисто-хлоритовые сланцы и полимиктовые песчаники. Почти на всей площади в верхней части разреза прослеживается горизонт разногалечных конгло-

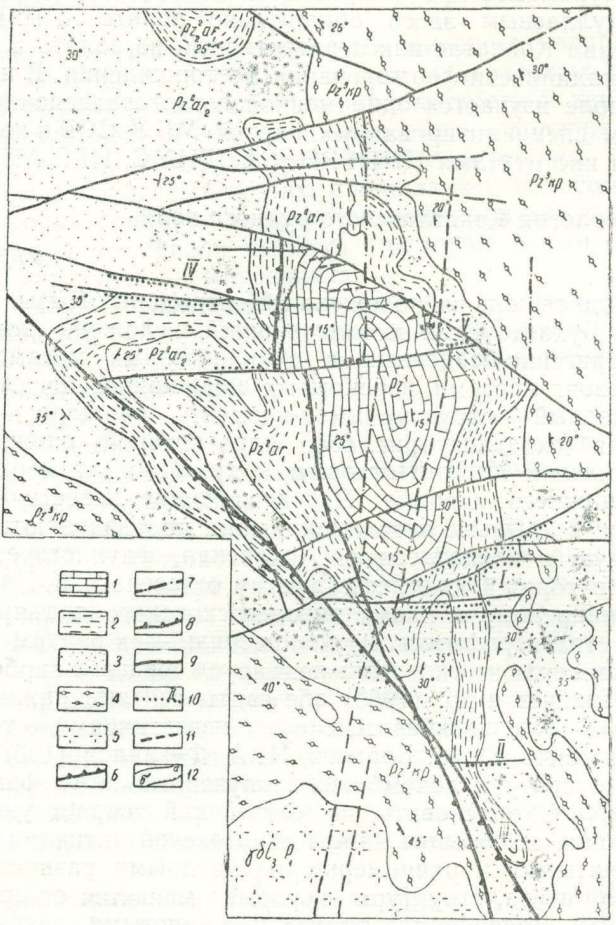


Рис. 63. Геолого-тектоническая схема Кокпатасского рудного поля (по В. Н. Возбранному, Ю. А. Майкову, В. В. Овечкину, А. Д. Швецову).

1—палеозойские известняки (C_1v_3), *2*—вулканогенно-сланцевые отложения нижнеархарской подсвиты ($C_2b_2+m_1$), *3*—вулканомиктовые песчаники, сланцы и туфоалевролиты верхнеархарской подсвиты ($C_2b_2+m_1$), *4*—кремнистые, карбонатные и сланцевые отложения кокпатасской свиты (C_2m_{1+2}); *5* — гранодиориты (C_3-P_1). Разломы и последовательность их формирования, совпадающая с внедрением: *6*—гипербазитов, *7* — порфировидных гранитов, *8* — кварцевых порфиров, *9* — даек среднего состава; *10* — участки распространения [Кв-Ап-Пи-Зол]: *I* — Южный, *II*—Ближний, *III*—Сайный, *IV*—Западный, *V* — Центральный; *11*—антимонит-серебряно-кварцевые жилы, *12*—стратиграфические контакты: *а*—согласные, *б*—несогласные.

мератов с туфогенным цементом. Туфобрекчии переслаиваются с туфами андезит-дацитового состава, миндалекаменными спилитами, базальтами (?) и рассланцованными туфоалевролитами (эпидот-альбит-хлоритовыми сланцами). Мощность пачки — 45—60 *м*.

Вторая пачка завершает разрез нижнего архара. Она представлена преимущественно рассланцованными туфоалевролитами (эпидот-альбит-хлоритовыми и кварц-хлоритовыми сланцами) с линзами и прослоями кремней, реже — известняков и доломитов. Мощность ее изменяется от 30 до 45 *м*.

Третья пачка, относимая к верхнему архару, отграничивается от второй сравнительно мощным и выдержанным горизонтом халцедоновидных и пизолитовых кремней. Она сложена главным образом вулканомиктовыми песчаниками, в низах разреза переслаивающимися с туфоалевролитами (кварц-хлоритовыми сланцами). Иногда по простиранию песчаники почти нацело замещаются туфоалевролитами. Разрез, как правило, венчается горизонтом халцедоновидных кремней. Мощность пачки — 70—200 *м*.

Четвертая пачка, сложенная филлитовидными глинистыми и глинисто-хлоритовыми сланцами, завершает разрез верхнего архара. Сланцы по простиранию могут замещаться вулканомиктовыми песчаниками и туфоалевролитами. Мощность отложений—5—66 *м*.

Кокпатасская свита, согласно залегающая на архарской, слагает западное и восточное крылья Кокпатасской антиклинали и представлена линзующимися горизонтами светлых, темно-серых и черных тонко- и среднеслоистых, реже — массивных кремней и кварцитов, чередующихся с известняками, доломитами, слюдистыми, кремнисто-слюдистыми и глинисто-слюдистыми сланцами, туфоалевролитами и вулканомиктовыми песчаниками. Доля кремнистых пород вверх по разрезу заметно увеличивается. Мощность свиты в пределах рудного поля превышает 500 *м*. Схема развития интрузивной деятельности и постмагматического оруденения построена на основании изученных В. А. Алексашечкиным и Д. А. Дорофеевым пересечений интрузивных тел и взаимоотношений их с минерализацией (рис. 64).

Наиболее древние интрузивные породы — гипербазиты (серпентинизированные перидотиты?) приурочены к зоне субмеридионального разлома на западном крыле антиклинали и слагают прерывистую дайку. Протяженность отдельных ее звеньев составляет первые сотни метров, мощность — до 55 *м*. По возрасту гипербазиты соответствуют среднекарбоновому комплексу ультраосновных пород, выделенному И. Х. Хамрабаевым (1958).

Выходы гранодиоритов известны на юго-западе рудного поля. Это полнокристаллические крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (45—50%), ортоклаза (20%), кварца (15%), биотита (15%). *Суммарное количество пироксена и амфибола* варьирует в пределах 5—8%. Возраст гранодиоритов, установленный по биотиту, равен 260,8±7,2 млн. лет (определение Ф. Аскарова). По петрохимическим признакам гранодиориты относятся ко II фазе интрузий — C_3—P_1 (И. Х. Хамрабаев, 1958).

Гранодиориты прорываются субмеридиональными дайками порфировидных гранитов. Отдельные дайки того же простирания и состава встречены в северо-восточной части рудного поля, в пределах отложений кокпатасской свиты. Состав пород чрезвычайно изменчив: содержание плагиоклаза колеблется от 20 до 55%, кварца — от 20 до 30%, ортоклаза — от 2 до 45%, амфибола и биотита — от 2 до 10%.

С порфировидными гранитами связаны мелкие линзовидные и жильные тела пегматитов с микрографической структурой и аплиты.

Протяженные дайки кварцевых порфиров приурочены к зоне крупного многоосевого разлома северо-западного простирания. Известны

также единичные дайки северо-восточного и широтного простирания и согласные тела. Породы, как правило, чрезвычайно изменены, катаклазированы и рассланцованы. В порфировых выделениях преобладают

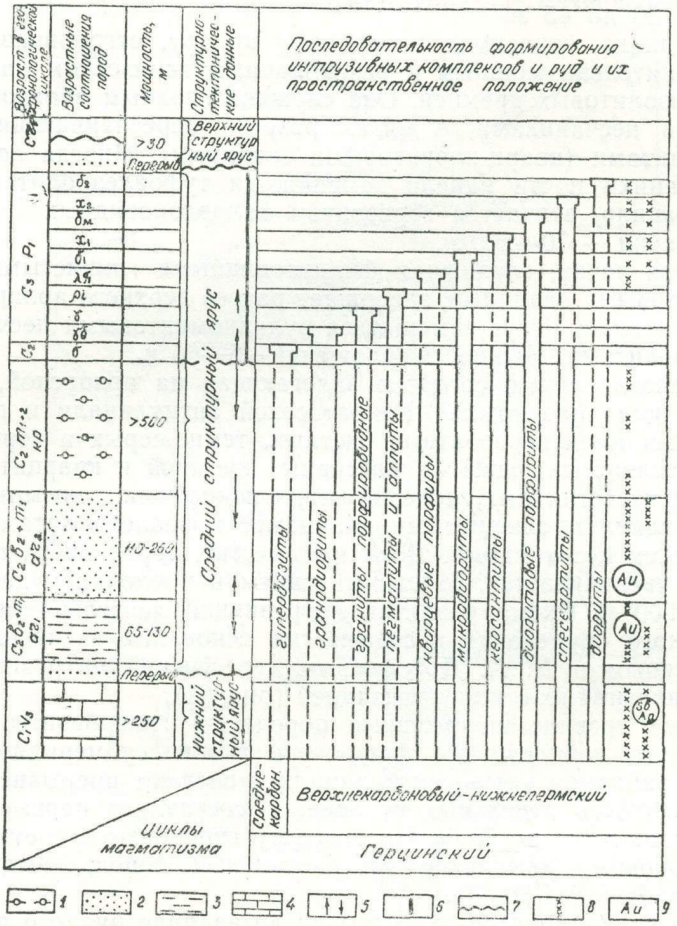


Рис. 64. Схема геологического развития Кокпатасского рудного поля (по Д. А. Дорофееву, Ю. А. Майкову, В. В. Овечкину, А. Д. Швецову).

1—кремнистые, карбонатные и сланцевые отложения кокпатасской свиты; *2*—вулканомиктовые песчаники, сланцы и туфоалевролиты верхнеархарской подсвиты; *3*—вулканогенно-сланцевые отложения нижнеархарской подсвиты; *4*—нижнекарбоновые известняки; *5*— общая направленность колебательных движений, *6*—время проявления глубинных разломов; *7*—время проявления складчатых движений; *8*—вертикальный диапазон размещения оруденения; *9*—наиболее характерный элемент рудных формаций.

давленные зерна кварца (15—20%), в подчиненном количестве — плагиоклаз и калишпат. Основная масса — микролепидогранобластовая, состоящая из дробленых зерен кварца, полевого шпата, а также серицита, хлорита, карбоната, гидроокислов железа и пелита.

Подавляющее большинство более молодых даек размещается в виде пучков в зонах субширотных разломов. Мощность даек—от первых метров до 15—20 *м*, протяженность — от десятков и сотен метров до 2 *км* и более.

Широко развиты в рудном поле дайки микродиоритов, характеризующиеся довольно устойчивым содержанием плагиоклаза (обычно зонального) — 65—75%. В их состав постоянно входят амфибол (17—20%) и биотит (1—8%), иногда пироксен (до 5%) и часто кварц (до 5%).

Микродиориты пересекаются дайками керсантита, имеющими обычно мелко- и среднезернистую призматически-зернистую структуру. Они состоят из плагиоклаза (55—70%), биотита (20—35%), амфибола (3—10%) и кварца (до 5%).

Керсантиты прорываются дайками интенсивно измененных диоритовых порфиритов. В порфировых выделениях, составляющих 15—20%, угадываются в реликтах амфибол и плагиоклаз. Основная масса нацело хлоритизирована и карбонатизирована.

Широко развиты дайки спессартитов, состоящие из плагиоклаза (60—80%), амфибола (15—25%), биотита (5—15%), кварца (до 3%) и пироксена (до 5%). В порфировых (часто гломеропорфировых) выделениях встречаются плагиоклаз и амфибол.

Наиболее молодыми, по В. В. Овечкину и А. Д. Швецову, являются дайки диоритов, пересекающие дайки керсантитов и спессартитов. Это сравнительно крупнозернистые, полнокристаллические породы, отвечающие по составу нормальным амфиболовым диоритам с призматически-зернистой структурой. Они, по-видимому, завершают проявления герцинского магматического цикла в рудном поле.

Самый древний структурный элемент площади — Кокпатасская антиклиналь, ось которой имеет простирание 335—350°. Севернее, за пределами рудного поля, простирание слоев изменяется до субширотного в связи с периклинальным замыканием складки. Отмечается также погружение шарнира антиклинали в юго-восточном направлении. Протяженность складки превышает 45 *км*, размах крыльев—15—20 *км*; падение пластов на крыльях варьирует от 10—15 до 40—50°. Характерна ундуляция шарнира складки, чем объясняется ее брахиформность на отдельных участках. Крылья складки осложнены продольной гофрировкой, образовавшейся в главную фазу складчатости, и поперечными флексурами, связанными, по-видимому, с более поздними подвижками вдоль субширотных разломов. В результате складчатых деформаций проявились многочисленные отслоения и межпластовые срывы на контактах массивных кремнистых и карбонатных пород со сланцами, в которых нередко образуются складки волочения.

Разрывные нарушения, выраженные зонами брекчирования, милонитизации и рассланцевания, сопровождаются повышенной трещиноватостью пород, маркируются дайками и зонами гидротермального метаморфизма. Выделяются разломы четырех основных систем: субмеридиональные, северо-западные, северо-восточные и субширотные.

Наиболее древним, по-видимому, является субмеридиональный разлом, прослеженный в центральной части рудного поля по выходам гипербазитов. Он имеет крутое западное падение и сопровождается зоной повышенной дислоцированности пород мощностью до 70 *м*. Гипербазиты лиственитизированы и отальк ованы. Позднее проявились меридиональные разломы с близким к вертикальному падением, по которым произошло внедрение порфировидных гранитов. Эти разломы образуют довольно узкие зоны катаклаза простого строения и в пределах визейских известняков сопровождаются иногда зонами окварцевания с антимонитовой минерализацией.

Разломы северо-западного простирания в большинстве своем прослеживаются через всю площадь рудного поля и относятся к числу ско-

ловых структур глубокого заложения. Падение их вертикальное и крутое юго-западное. Среди них наиболее крупным является сложный многоосевой разлом, прослеженный в юго-западной части площади и сопровождающийся дайками и штоками интенсивно катаклазированных кварцевых порфиров. Разлом неоднократно подновлялся: к нему приурочены единичные дайки среднего состава и продукты арсенопирит-пирит-золоторудной стадии минерализации.

Менее протяженными являются разломы с простиранием 60—75° и падением преимущественно в южных румбах. Нередко по ним устанавливаются существенные смещения. Сколовые нарушения этой системы обычно сопровождаются субширотными оперениями отрыва и

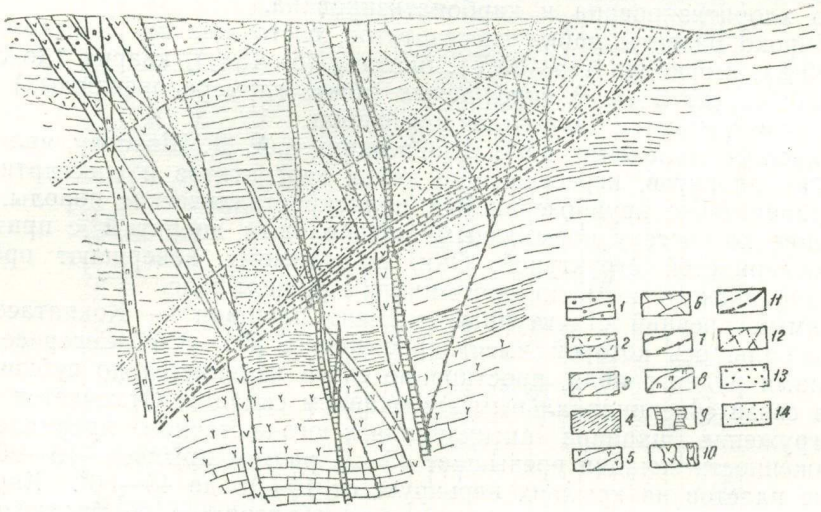


Рис. 65. Принципиальный геологический разрез одного из участков рудного поля (по Д. А. Дорофееву).

1—песчаники; *2*— вулканогенные породы; *3*—кварц-хлоритовые сланцы; *4*—углисто-хлоритовые сланцы; *5*—туфобрекчии; *6*—доломитизированные известняки; *7*—спессартиты; *8*—диоритовые порфириты; *9*—керсантиты; *10*—микродиориты; *11*—пологопадающие тектонические нарушения; *12*—сопряженные тектонические трещины; Участки минерализованных зон дробления с вкрапленностью сульфидов: *13*—богатой, *14*—бедной.

выполняются дайками среднего состава. Они сопровождаются зонами повышенной трещиноватости и гидротермально измененных пород и играют видную роль в размещении золотого оруденения.

Субширотные разломы, активно проявившиеся в заключительные стадии магматической деятельности, вмещают подавляющее большинство даек среднего состава и рудных тел. Близкие по простиранию, они подразделяются на пологие взбросы (надвиги) с южным падением и крутые сбросы и сбросо-сдвиги, падающие преимущественно в северных румбах. Смещения по субширотным разломам устанавливаются редко и, как правило, не превышают первых десятков метров. Почти все известные рудопроявления золота, представленные зонами окварцевания и тонкой вкрапленности золотоносного пирита и арсенопирита в отложениях архарской свиты, приурочены к субширотным разломам. В визейских известняках локализуются кварцевые жилы с сурьмяной и сурьмяно-серебряной минерализацией, в отложениях кокпатасской свиты — кварцевые жилы с халькопиритом; известны также несущественные проявления золота.

В размещении главного сульфидно-вкрапленного оруденения четко проявлен структурный контроль. Рудные тела локализуются либо в зонах относительно крупных нарушений типа надвигов и взбросов, либо следуют вдоль контактов даек, приуроченных к крутопадающим сбросо-сдвигам и оперяющим их трещинам. Часто рудные тела локализуются в участках сопряжения и пересечения нарушений с различной ориентировкой по падению и простиранию.

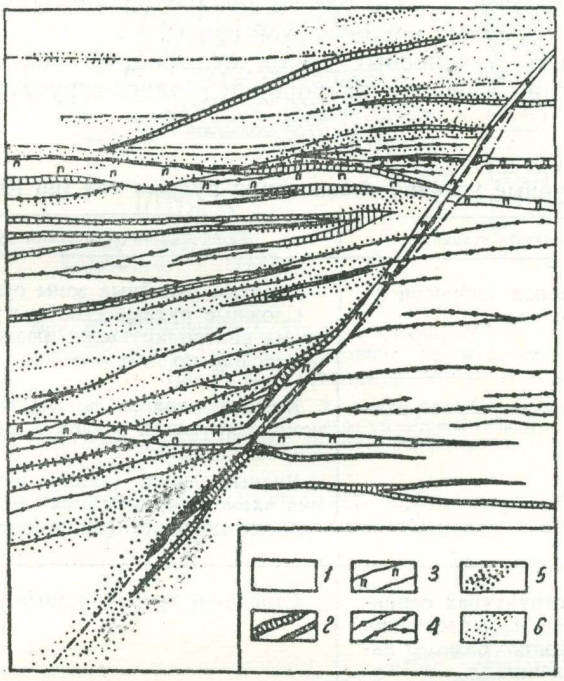


Рис. 66. Схематический план одного из участков рудного поля (по Д. А. Дорофееву).

1—осадочные и вулканогенные породы; *2*—керсантиты; 3—диоритовые порфириты; *4*—спессартиты; Участки минерализованных зон дробления с вкрапленностью сульфидов: *5*—богатой, *6*—бедной.

Д. А. Дорофеев для наиболее изученных участков рудного поля выделяет следующие типы рудных тел:

минерализованные зоны дробления в местах пересечения нарушений широтного и северо-восточного простираний;

минерализованные зоны дробления с пологим (35—45°) падением, приуроченные к широтным нарушениям типа надвигов;

минерализованные зоны дробления с крутым падением, приуроченные к широтным нарушениям типа сбросо-сдвигов и оперяющим их трещинам.

Приведенные данные дополняются табл. 36, где учитываются также детали морфологии рудоконтролирующих разломов и экранирующее влияние даек среднего состава.

Рудные тела в зонах взбросов и надвигов наиболее крупные (рис. 65). Размещение оруденения контролируется пологопадающим нарушением субширотного простирания. Здесь же прослеживается и крутопадающее нарушение, выполненное дайками различного петро-

графического состава и возраста. Многократные подвижки по главному нарушению обусловили образование большого количества как параллельных главному, так и сопряженных с ним оперяющих нарушений, а также формирование зоны дробления мощностью до 40 *м* и более. В этих зонах осадочные и вулканогенные породы претерпели глубокий гидротермальный метаморфизм и превратились в кварц-серицит-карбонатные породы слоистого или массивного сложения. Зоны на всем протяжении содержат золотосульфидную минерализацию, которая прослеживается в отложениях архарской свиты как в обнажениях, так и под кремнями кокпатасской свиты.

Насыщенность рудоносных пород сульфидами зависит от первоначального состава вмещающих пород и геолого-структурных условий.

Таблица 36

Геолого-структурные условия локализации рудных тел (по Ю. А. Аверину)

Геолого-структурные условия		Морфогенетические типы рудных тел
Рудные тела, образовавшиеся без элемента экранирования	в зонах взбросов и надвигов	Простые линейные зоны сульфидизации. Сложные рудные столбы в участках искривления контролирующих разломов по простиранию или по падению
	в зонах сбросо-сдвигов	Рудные столбы в участках искривления контролирующих разломов по простиранию или по падению Рудные диски (линзы) в участках изменения элементов залегания контролирующего разлома по простиранию и по падению
	в структурах сопряжения и пересечения разломов разного направления	Столбо- и трубообразные рудные тела
Рудные тела, образовавшиеся при экранирующем влиянии даек среднего состава	в зонах взбросов и надвигов	Рудные столбы и диски (линзы) в искривленных пологих контактах даек
	в зонах сбросо-сдвигов	Рудные столбы и диски (линзы) в искривленных крутых контактах даек
	в структурах сопряжения и пересечения разломов разного направления	Рудные столбы в узлах сопряжения косо-секущих даек с рудовмещающим разломом. Столбообразные и трубообразные рудные тела в участках пересечения и сопряжения даек нескольких направлений

Наиболее высокие содержания сульфидов и золота отмечаются в кварц-хлоритовых, кварц-углистых и кварц-серицитовых сланцах, меньше — в однородных по составу алевролитах и вулканомиктовых песчаниках, а также туфобрекчиях. Дополнительное благоприятное условие — наличие узлов пересечения нарушений различного направления, обусловившее более высокое дробление рудовмещающих пород.

Рудные тела в зонах сбросо-сдвигов по морфологическим особенностям близки к рассмотренным выше, но характеризуются более простым строением, меньшими размерами и бедностью руд. Обогащенные участки отмечаются в местах искривления рудовмещающих разло-

мов. При поисках необходимо учитывать даже незначительные проявления золото-сульфидной минерализации на поверхности.

Рудные тела в сопряжениях и пересечениях нарушений различных направлений весьма характерны (рис. 66).

Главные рудоконтролирующие элементы — два широтных разлома, пересекающиеся с разломом северо-восточного простирания. По

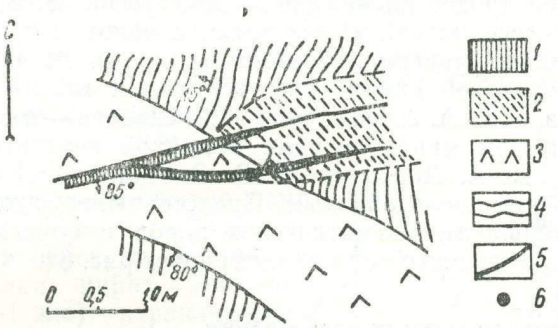


Рис. 67. Пересечение диоритовой дайки золотосодержащим кварц-пиритовым прожилком (по В. В. Овечкину).

1—кварц-пиритовые прожилки, *2*—зона серицитизации и сульфидизации, *3*—диорит, *4*—кварц-хлоритовые сланцы, *5*—тектонические трещины, *6*—место отбора пробы.

разломам обоих направлений внедрились дайки керсантитов и диоритовых порфиритов; по дополнительным трещинам, ориентированным

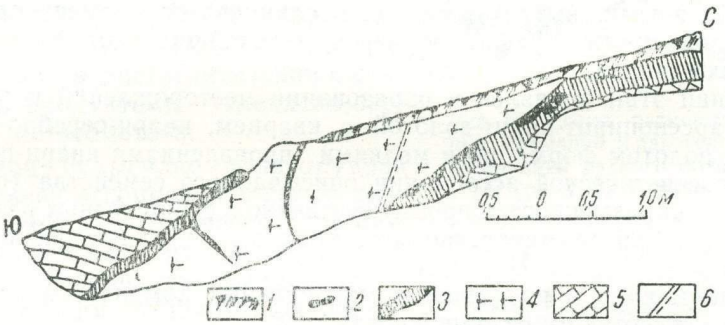


Рис. 68. Взаимоотношения кварц-антимонитовой минерализации с дайкой керсантита в западной стенке канавы 751.

1—наносы, *2*—скопления антимонита, *3*—кварцевая жила, *4*—дайка керсантита, *5*—известняки, *6*—нарушение (по В. А. Хорвату и А. Д. Швецову).

несколько диагонально по отношению к главным субширотным разломам, внедрились более молодые спессартитовые дайки, пересекающие все остальные, а вдоль них — золото-сульфидная минерализация. В узлах пересечения нарушений образовались рудные столбы. При этом отчетливо сказалось экранирующее влияние даек, выполняющих нарушение северо-восточного простирания. Морфология отдельных рудных столбов отличается в деталях благодаря влиянию местных причин: особенностей сопряжения и пересечения даек, расстояний между параллельными дайками, углами встречи между ними и т. д.

Вопрос о возрастном соотношении даек и оруденения нельзя счи-

тать окончательно решенным. Основываясь на обширном фактическом материале по Южному и Ближнему участкам, Д. А. Дорофеев считает, что продукты ранней арсенопирит-пирит-золоторудной стадии накладываются на дайки лейкократовых диоритов, порфиритов, керсантитов и спессартитов. Гидротермальные преобразования пород в зонах дробления могли происходить и до внедрения перечисленных даек. В подтверждение представлений Д. А. Дорофеева В. В. Овечкин приводит факт пересечения кварц-пиритовым с золотом прожилком (продукт ранней стадии минералообразования, по Э. А. Марковой, С. Я. Клемперту) диоритовой дайки (рис. 67), самой молодой на площади рудного поля, а В. А. Хорват и А. Д. Швецов — взаимоотношения кварц-антимонитовой минерализации с дайкой керсантита (рис. 68). Таким образом, Д. А. Дорофеев, В. В. Овечкин, А. Д. Швецов и др. считают оруденение последайковым. Представления авторов о возрастной последовательности магматических пород и оруденения в пределах Кокпатасского рудного поля иллюстрирует рис. 64.

О закономерностях размещения проявлений семейства {Kb-(Sb-Ag)-As-Au} формаций в Кокпатасском рудном поле

УДК 553.41+553.497.1

В рудном поле выделяются ранний и поздний этапы рудной минерализации. Ранний проявлен в слабой пиритизации и, возможно, графитизации осадочно-метаморфических пород. В пределах субширотных и субмеридиональных широких зон развиваются изменения пород. Пирит представлен мелкими кубическими кристаллами и челнокообразными, вытянутыми вдоль сланцеватости вмещающих пород образованиями. Графит образует мельчайшие скопления чешуек в углистых сланцах.

Поздний этап проявлен в образовании месторождений и рудопроявлений арсенопирит-пирит-золотой с кварцем, кварц-серебро-антимонитовой с золотом формаций и мелкими проявлениями кварц-пирит-золотой парагенетической ассоциации описываемого семейства (рис. 69). Жильные тела размещаются преимущественно в субширотных разрывных структурах среди вулканогенно-осадочных метаморфических толщ архарской свиты и в известняках.

Большую роль в размещении минеральных комплексов этих формаций играет состав вмещающей среды.

Жильные образования ранней [(Кв)-Ап-Пи-Зол] формации сосредоточены в Южной части рудного поля (участок Южный, Сайный и Ближний) в пределах околоинтрузивной зоны гранитоидного массива среди лиственитизированных вулканогенно-сланцевых пород архарской свиты.

Рудные тела локализованы в крутопадающих субширотных, реже северо-западных зонах разрывных нарушений и оперяющих их трещинах. Они тесно ассоциируют с дайками среднего состава. Часть исследователей считает, что внедрение даек предшествовало формированию оруденения. Х. Р. Рахматуллаев отмечает наличие в дайке диорита обломка сливного жильного кварца от белого с сероватым оттенком до серого с мелкими вкрапленниками арсенопирита и пирита (участок Южный), в связи с чем он ставит под сомнение вопрос о последайковом возрасте ранних стадий рудной минерализации характеризуемой формации.

Рудоотложению данной формации предшествует лиственитизация вмещающих пород, проявившаяся в развитии серицита (фуксита), пирита, кварца и магнезиально-железистых карбонатов. Лиственитизированные породы приурочены главным образом к зонам разрывных субширотных нарушений. Ширина зон — сотни метров, длина — до первых километров.

Серицит (частично изумрудно-зеленый фуксит) образует скопления тонких чешуек. Фуксит на участке Центральный, где изменениям подвергались, по-видимому, ультрабазиты, развивается вокруг вкрапленников хромпикотита. В фуксите установлено (3,34%) Cr_2O_3. Калий-аргоновым методом определен возраст фуксита около 240 млн. лет (ИГЕМ АН СССР).

Кварц и карбонаты обычно отмечаются вдоль слоистости вмещающих пород или образуют мелкие секущие прожилки, пирит — мелкую и тонкую (0,01—1 *мм*) вкрапленность. Количественные соотношения минералов в метасоматически измененных породах определить трудно. По предварительным визуальным определениям количество карбонатов составляет 30%, серицита — до 25, кварца — до 30, хлорита, эпидота и графита — до 15, пирита — до 10%.

Аналогичные метасоматические изменения М. Б. Бородаевская (1944), И. И. Бок (1956), Н. И. Бородаевский и С. Д. Шер (1966) относят к разновидности лиственитизации и считают их продуктами углекисло-сернистого метасоматоза.

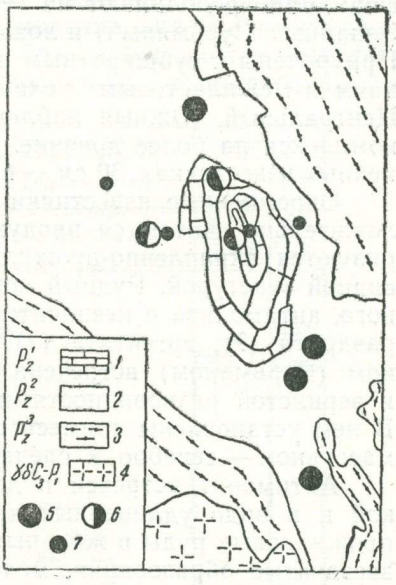


Рис. 69. Схема размещения рудных формаций и парагенетических ассоциаций рудного поля Кокпатас (по Х. Р. Рахматуллаеву).

1—нижнекарбоновые известняки; *2*—вулканогенно-песчано-сланцевые отложения архарской свиты; *3*—кремнистые, карбонатные и сланцевые отложения кокпатасской свиты; *4*—гранодиориты (C_3—P_1); *5*—[Кв-Ап-Пи-Зол] формация; *6*—[Кв-(Зол, Сер)-Ант] формация; *7*—[Кв-Сфд-Зол] парагенетическая ассоциация.

Кварц - сульфидно - золоторудная минеральная ассоциация широко развита в центральной части рудного поля (участки Западный, Центральный и др.); проявления ее приурочены к крутопадающим субширотным и субмеридиональным разрывным структурам, преимущественно к вулканогенно-песчано-сланцевым толщам. В карбонатных породах образует колчеданные тела, в дайках — окварцевание, карбонатизация с сульфидами: пиритом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и др. Проявления этой минеральной ассоциации в пространстве обычно отделены от описанных выше рудных тел продуктивно золоторудной стадии минерализации, реже наложены на них (участок Южный и др.).

Отложению сульфидно-золотой минерализации предшествуют доломитизация в карбонатных породах и серицитизация в вулканогенно-песчано-сланцевых и дайковых образованиях. По данным Х. Р. Рахматуллаева, метасоматический доломит содержит от 84,97 до 96,6% $MgCO_3$ и от 1,09 до 13,9% $CaCO_3$. На эти измененные породы наложена кварц-карбонатно-золото-пиритовая ассоциация минералов, локализующаяся в тех же структурах. Она проявилась различно: в вулканогенно-песчано-сланцевой толще и дайках — в виде вкрапленных и

вкрапленно-прожилковых руд, а в доломитизированных известняках — в виде массивных скоплений сульфидов. Иногда кварц-пиритовые жилы выходят за пределы зон измененных пород. Минералы этой ассоциации подробно описаны ниже. Характерные примеси кварца и пирита — мышьяк, сурьма, цинк, медь, свинец, молибден. Самородное золото в основном ассоциирует с пиритом и кварцем, в меньшей мере — с тетраэдритом. В пирите обнаружено 4 *г/т* золота и 1,2 — серебра (отношение Ag : Au = 0,25). Перспективность данной минеральной ассоциации на золото не выяснена.

Жилы наиболее поздней кварц-серебро-антимонитовой с золотом формации преобладают на севере рудного поля (участки Серебряный, Западный, Сурьмяный) и локализуются преимущественно в известняках. Приурочены к субширотным и субмеридиональным разрывным нарушениям и межпластовым телам джаспероидов. На участках Западный, Центральный, Южный наблюдается наложение данного минерального комплекса на более древние. Мощность жил достигает 1,5 *м* в окремненных известняках, 30 *см* — в сланцевой толще.

Окремненные известняки и джаспероидные образования предположительно считаются продуктами предрудной стадии. Руды характеризуются вкрапленно-прожилковой, массивной, слоистой и брекчиевидной текстурой. Рудный комплекс состоит из кварца метасоматического, антимонита и незначительного количества пирита, бурнонита, тетраэдрита (?), аргентита (?), кальцита, барита; на участке Центральном (Сурьмяном) встречена киноварь. Кварц представлен массивной и зернистой разновидностями серого, серовато-белого и белого цвета. В нем установлены примеси сурьмы, мышьяка, цинка, свинца, меди; в массивном — серебро в следах, в среднезернистом — до 10 *г/т*.

Антимонит встречен в двух разновидностях — мелкокристаллической и в виде удлиненных кристаллов. Первый образует вкрапленно-прожилковые руды в жильных и линзо-гнездообразных телах; второй — звездчатые образования, мелкие сферические выделения. В антимоните мелкокристаллическом отмечены примеси мышьяка и цинка (0,05—0,1), хрома, никеля, кобальта и меди (0,01—0,05%), свинца (0,001—0,005%). Пробирными анализами установлены серебро (148—170 *г/т*) и золото (0,01—0,04 *г/т*), а в удлиненнопризматическом — примеси меди (0,002—0,03%), цинка (0,01—0,9%), свинца (сл.—0,003%), таллия (2 *г/т*), селена (2 *г/т*; Рузматов, 1966), ртути (9 *г/т*), серебра (24 *г/т*); золото и теллур не обнаружены. Отношение Ag/Au в кварц-антимонитовых рудах составляет около 185.

Для Кокпатасского рудного поля характерна тенденция к зональному размещению рудных формаций и минеральных парагенетических ассоциаций (рис. 69), а также закономерные изменения в них отношения Ag/Au.

Ранняя [(Кв)-Ап-Пи-Au] формация предположительно размещается в околоинтрузивной зоне (в понимании Х. М. Абдуллаева) и характеризуется низкими отношениями Ag/Au — 0,15—0,75, в среднем 0,45. Жилы более поздней (Кв-Сфд-Au) минеральной ассоциации встречены в некотором удалении от интрузива. Соотношения Ag/Au в них непостоянны: в массивных пиритовых — 1,0, а в (Кв-Сфд-Au) рудах — 18,0.

Поздняя [Кв-(Зол, Сер)-Ант] наиболее низкотемпературная формация характеризуется весьма высокими отношениями Ag/Au — 148 и более.

Присутствие мышьяка и сурьмы в сульфидах всех формаций, золота — в антимоните, тенденция увеличения содержаний мышьяка и золота и уменьшения сурьмы и серебра от более низкотемпературных

минералов к высокотемпературным служат одним из признаков, указывающих на единство рудного процесса и родственность рудных формаций (Малахов, 1966).

Минералогия рудных тел Кокпатасского рудного поля

УДК 553.41+553 : 549 . 905.3

Месторождение семейств { Кв-(Ag, Sb)-As-Au } [1] формаций имело сложную историю развития. Минералообразование происходило в гидротермальный этап. На основании анализа возрастных соотношений разнотипных минеральных образований можно выделить пять стадий, которым соответствуют определенные, существенно раз-

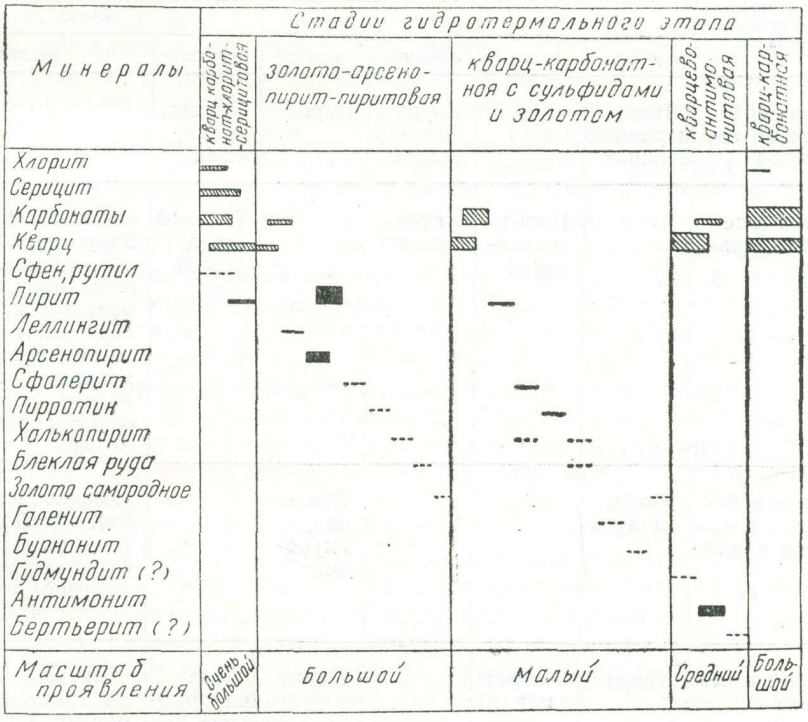


Рис. 70. Схема последовательности гипогенного минералообразования рудного поля Кокпатас (А. М. Гаврилов, С. Я. Клемперт, Э. А. Маркова, Х. Р. Рахматуллаев).

личные парагенетические минеральные ассоциации. Стадийность, минеральный состав этих ассоциаций, количественные соотношения и последовательность выделения минералов показаны на рис. 70 и в табл. 37.

В наиболее раннюю кварц-карбонат-хлорит-серицитовую стадию происходило метасоматическое преобразование пород, выразившееся в серицитизации, карбонатизации, меньше окварцевании, хлоритизации, пиритизации,эпидотизации, графитизации. Измененные породы об-

[1] Два из них образуют самостоятельные рудные формации — [(Кв)-Ап Пи-Au] и [Кв-(Зол, Сер)-Ант].

разуют протяженные зоны, контуры которых значительно шире контуров золото-сульфидных рудных тел. Серицит, хлорит, эпидот, графит, карбонаты и кварц представлены тонкозернистыми скоплениями в массе породы. Кварц и карбонат, кроме того, образуют полосы вдоль слоистости и сланцеватости вмещающих пород, меньше — секущие маломощные прожилки и просечки, иногда создающие густую сеть.

Пирит I содержится в переменных количествах — от 0,n до 10%, (в среднем 1—3%). Он представлен неравномерной мелкой и тонкой (0,0n—1 *мм)* вкрапленностью, примазками по трещинам и вдоль слоис-

Таблица 37

Состав парагенетических ассоциаций минералов Кокпатасского рудного поля (по Х. Р. Рахматуллаеву, Э. А. Марковой и С. Я. Клемперту)

Парагенетические минеральные ассоциации	Минералы					
	главные		второстепенные		малые	
	нерудные	рудные	нерудные	рудные	нерудные	рудные
Кварц-карбонат-хлорит-серицитовая	Кварц, карбонат, серицит		Хлорит, фуксит, графит	Пирит	Эпидот, рутил, сфен	
Золото-арсенопирит-пиритовая		Пирит, арсенопирит	Кварц, кальцит		Полевой шпат, альбит	Золото самородное, пирротин, халькопирит, блеклая руда, герсдорфит, парараммельсбергит (?), пентландит (?), леллингит, сфалерит, марказит, галенит, висмут самородный, теллурид золота и серебра
Кварц-карбонатная с сульфидами и золотом	Кварц, кальцит			Сфалерит, пирротин		Халькопирит, пирит, галенит, блеклая руда (тетраэдрит), бурнонит, золото самородное, сурьма самородная, джемсонит
Кварц-антимонитовая	Кварц	Антимонит		Пирит	Кальцит, флюорит, барит	Бертьерит (?), сурьма самородная, гудмундит (?), гаухекорнит (?), золото
Кварц-карбонатная	Кальцит, кварц		Доломит, анкерит		Хлорит	

тости, просечками. Характерны идиоморфные кубические кристаллы зонального строения, а также сетчатые скопления. В пирите I встречаются эпигенетические микровключения пирротина, халькопирита и сфалерита более поздней золото-арсенопирит-пиритовой стадии.

В составе пирита I спектральным анализом (три пробы) установлены постоянные примеси Mn—0,006%, Ni—0,001—0,003%, Co — 0,001—0,01%, Ti — 0,03—0,3%, Cu — 0,03—0,1%, Ag — 0,001; As — 0,1%, иногда встречаются Pb—0,03% и Zn—0,06—0,3%. К этой же генерации, по мнению А. М. Гаврилова, следует отнести пирит, широко

развитый в рассланцованных углистых песчано-сланцевых породах, в удалении от рудных зон. Он представлен хорошо ограненными кристаллами кубического габитуса и сростками мелких (0,0n *мм*) изометрических зерен. Меньше развиты челнокообразные зерна, вытянутые вдоль сланцеватости вмещающих пород, и мелкие сферические образования, состоящие из разобщенных кристалликов кубической и более сложной формы со следами динамометаморфизма, возникшие, по-видимому, при раскристаллизации гелей. Травлением в пиритах из углистых сланцев выявляется зональность. В центральных частях зонального пирита нередко отмечаются корродированные ядра незонального. Описываемый пирит содержит включения пирротина, пентландита, халькопирита и сфалерита.

ТермоЭДС пирита из углистых сланцев отличается по знаку от термоЭДС других пиритов. Содержания золота в пирите, по данным химического анализа (одна проба), — 0,5 *г/т*. Спектральным анализом установлены Co — 0,01%, Cu — 0,02%, Ni — 0,1%, Zn — 0,04%, Pb — 0,001%, Mo — 0,004%.

В золото-арсенопирит-пиритовую стадию сформирован основной продуктивный минеральный комплекс. Размещение его контролируется тектоническими трещинами субширотного простирания (аз. пад. 190 и 350°) и крутого падения (<85—50°). Минералы образуют неравномерную вкрапленность, небольшие скопления, примазки по трещинам, просечки и прожилки в измененных кремнисто-хлоритовых с углистым веществом и других сланцах. Руды — вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа. Более высокая степень карбонатизации, окварцевания, а иногда и серицитизации в рудных телах по сравнению с зонами изменения указывает на выпадение кварца, карбонатов и, возможно, серицита в эту стадию. Однако количественная оценка сопровождающих оруденение карбоната и кварца затруднительна в связи с телескопированием, близостью форм выделения и внешнего облика их с ранними кварцем и карбонатом. Помимо метасоматических выделений, кварц II и карбонат II слагают редкие маломощные (0,n—3 *мм*) прожилки с вкрапленностью пирита, арсенопирита и сопровождающих их минералов.

Главные рудные минералы комплекса — пирит II и арсенопирит. Они занимают от 3 до 10%, а в участках с высокими концентрациями золота не менее 7—10% объема пород. Количественные соотношения их значительно колеблются даже в небольших интервалах по падению и простиранию рудных зон (отношение пирит — арсенопирит меняется от 20 : 1 до 1 : 3). В целом для месторождения содержание пирита II в 2—3 раза выше, чем арсенопирита. Остальные рудные минералы комплекса — пирротин, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, пентландит, (?), герсдорфит, леллингит, парараммельсбергит (?), самородное золото и висмут присутствуют в малых количествах и образуют микроскопические вростки в арсенопирите, пирите и редко в минералах породы.

Рудные минералы приурочены к участкам сложного минерального состава, а в кварцево-карбонатных прожилках — к зальбандам.

В связи с тем, что пирит II по характеру выделений близок к пириту I и пространственно с ним совмещен, не всегда можно однозначно решить вопрос о принадлежности пирита рудных зон к той или иной генерации.

Пирит II образует неравномерную, мелкую (не более 1 *мм*) вкрапленность, просечки (0,21 *мм* × 4 *см*), примазки по трещинам и сланцеватости. Вкрапленники представлены преимущественно идио-

морфными кристаллами или их скоплениями, меньше—агрегатами изометричных зерен. Кристаллы имеют форму куба, комбинаций куба и октаэдра, куба и пентагондодекаэдра с преобладающим развитием граней последнего. Просечки сложены идиоморфными кубическими кристаллами, агрегатами изометричных зерен и иногда «сетчатыми» выделениями пирита. При травлении устанавливается тонкозональное строение кристаллов и зерен. Характерно изменение формы кристаллов в процессе роста — упрощение форм от центра к периферии кристаллов.

Пирит II часто содержит ксеноморфные вростки пирротина, халькопирита, блеклой руды, редко галенита и самородного золота. Обычна ассоциация его с арсенопиритом, с которым он имеет сложные взаимоотношения. Ровные границы срастания зерен и наличие идиоморфных вростков одного минерала в другом свидетельствуют о близкоодновременном их отложении.

Спектроскопически в пирите обнаружены следующие элементы-примеси: Ag—<0,001 — 0,004%, Ni — 0,001—0,2%, Co — 0,001 — 0,03%, Cu — 0,001 — 0,06%, Pb — 0,001—0,01%, Zn — 0,006—0,1%, Mn — 0,001—0,01%, Ti — 0,02—0,3%, Mo — 0,001—0,004%, Sb — 0,01 — 0,03%. Из них постоянные — Cu, Ti, Mn, Ni, Co, редкие — Sb, Mo. Химическими анализами двух проб пирита установлено отсутствие теллура и следы селена. По данным 23 химических и пробирных анализов, содержание золота в пирите колеблется от 2,8 до 45,0 *г/т*. В пробах, где золота больше 5—7 *г/т*, постоянно наблюдается мышьяк (>1%), присутствие которого объясняется загрязнением проб арсенопиритом.

Арсенопирит в рудных зонах составляет не более 1—8%. Он образует мелкую и тонкую неравномерную вкрапленность, располагается по слоистости, сравнительно редко дает тонкие просечки или содержится в составе кварцево-карбонатных прожилок, иногда приурочен к гнездам и прожилкам кварца в окварцованных сланцах. Наиболее характерны для арсенопирита мелкие (0,00n—0,n *мм*) удлиненно-призматические кристаллы с отношением длины к поперечнику, близким к 3—4 : 1. Размеры их достигают 1—2,5 *мм*. Короткопризматические кристаллы характерны для периферических частей основных рудных тел и для субпараллельных второстепенных рудных зон.

Иногда удавалось зафиксировать изменчивость морфологии кристаллов арсенопирита — удлиненнопризматические формы по мере удаления от питающей трещинки сменялись изометрическими. При этом увеличивались размеры кристаллов и уменьшалось общее их число. Удлиненнопризматические кристаллы часто дают звездчатые сростки, а короткопризматические — простые двойники.

Арсенопирит встречается как обособленно в нерудных минералах, так и в срастании с рудными, обычно с пиритом, иногда с леллингитом, герсдорфитом (?), пирротином, халькопиритом, самородным золотом. В герсдорфите он образует вростки идиоморфных кристаллов, замещается пирротином и содержит каплевидные выделения, а также тонкие просечки самородного золота. С большинством перечисленных минералов взаимоотношения неясны. Обычно выделения арсенопирита чистые, иногда сильно загрязнены тонкими выделениями нерудных.

Спектроскопически в составе арсенопирита установлены постоянные примеси Co — 0,001—0,02%, Ni — 0,001—0,03, Cu — <0,001 — 0,03%, Pb — 0,001—0,01%, Sb — <0,03—0,2%, Ti — 0,06—1%; часто — Ag — < 0,0001% и Zn — <0,01—0,06%.

В двух пробах длиннопризматического арсенопирита установлено 0,001% теллура и селена. В одной пробе селен отсутствует.

Рассмотренные морфологические разности арсенопирита характеризуются неодинаковой золотоносностью. В удлиненнопризматическом арсенопирите, по данным химического и пробирного анализов 11 проб флотоконцентратов, содержится 39,7—168 *г/т*, а без учета одной пробы—73,9—168 *г/т*, в среднем не ниже 125 *г/т* золота.

В мономинеральных пробах короткопризматического арсенопирита, по данным химических анализов, золото составляет 13—52,3 *г/т*, в среднем 27,1 *г/т*. Примечательно, что содержание золота в арсенопирите всегда значительно выше, чем в ассоциирующем с ним пирите.

Самородное золото I представлено только пылевидным классом. Размер подавляющей массы золотин меньше 3 *мк*, довольно распространены золотинки размером 5—10 *мк*. Они имеют изометричную и неправильную форму. В основном приурочены к арсенопириту, меньше — к пириту и мало — к нерудным минералам. Нередко располагаются в трещинах или по границам зерен пирита и арсенопирита. По малым размерам золотин, относительно низкой частоте встречаемости их в главных сульфидах, при высоком содержании золота в последних, можно предположить, что большая часть золота находится в субдисперсном состоянии. На это же указывают и данные технологического исследования руд.

Кварц-карбонатная с сульфидами и золотом минеральная ассоциация на месторождении развита мало и не оказывает заметного влияния на содержание золота в рудах. Она представлена кварцевыми и карбонатными прожилками (1—15 *мм*) с малым содержанием рудных минералов. Прожилки располагаются как в основных рудных зонах, так и за их пределами, в измененных алюмосиликатных породах. Кварц-карбонатные с сульфидами и золотом прожилки пересекают прожилки кварц-карбонат-арсенопирит-пиритового состава и секутся поздними кварц-карбонатными. Нерудные минералы прожилков занимают обычно 90—95% объема, редко—до 50%, представлены кварцем, кальцитом и анкеритом в переменных количествах. Среди сульфидов преобладает сфалерит. Иногда в заметных количествах присутствуют блеклая руда, пирит. Остальные рудные минералы (халькопирит, галенит, бурнонит, сульфоантимониты свинца, самородное золото II) содержатся в весьма малых количествах. Спектральным анализом (одна проба) в сфалерите с примесью галенита выявлены; Zn, Fe, Pb>1%, Mn, Co, Sb—0,01%; Ag, Ni, Cu—0,03%, Cd, As—0,06%.

Самородное золото II — редкий минерал. От самородного золота I отличается более крупными размерами (в одном прожилке обнаружены единичные золотинки до 1,5 *мм* в поперечнике). Золотинки образуют вростки в жильных и рудных минералах — бурноните, блеклой руде, сульфоантимонидах свинца, сфалерите. По мнению А. М. Гаврилова, оно отложилось близко одновременно с этими рудными минералами, по мнению С. Я. Клемперта и Э. А. Марковой, — несколько позже них.

Кварцево-антимонитовая минеральная ассоциация на площади рудного поля развита довольно значительно. Она слагает протяженные жилы мощностью до 1,5 *м* в окремненных известняках и маломощные прожилки в рудных зонах. Размещение жил контролируется субширотными разрывными нарушениями и участками сопряжения разлома (аз. пад. 235—300° ∠45—75°) с дайками мелкозернистых лампрофиров субширотного простирания.

Главные минералы комплекса — кварц и антимонит. В виде примесей содержатся пирит, халькопирит, блеклая руда, бертьерит, гудмундит (?), гаухекорнит (?), кальцит, барит и флюорит.

Кварц занимает 90—95% объема. Он тонкозернистый и сливной, серовато-белого и молочно-белого цвета. Рудные минералы в нем образуют неравномерную вкрапленность и гнезда.

Антимонит представлен двумя морфологическими разностями — зернистой и кристаллической. Антимонит первой разности дает в кварце тонкую (0,0n *мм*) и мелкую (n *мм*) вкрапленность и гнездообразные скопления. Он содержит включения блеклой руды, халькопирита, гаухекорнита (?), замещается бертьеритом. Мелкозернистый антимонит содержит примеси никеля, кобальта, молибдена (0,001%), меди (0,03%), свинца (0,1%). Пробирным анализом в мелкокристаллическом антимоните с кварцем обнаружены следы золота и 23,6 *г/т* серебра.

Антимонит второй разности представлен призматическими и столбчатыми кристаллами размером 0,4 *см*×1,5 *см*, 1 *см*×4 *см*, реже 3 *см*×10 *см*. Он содержит включения кубических кристаллов пирита (2—4 *мм*) и зерна гудмундита (?) (0,n *мм*). Гудмундит (?) и пирит корродированы и замещены антимонитом. В антимоните (в двух пробах) обнаружены примеси Fe—0,01—0,1%, Ba—0,01%, Mn, Ni, Ti, Cu—0,001%, Pb—0,001% (в одной пробе), кроме того, 2 *г/т* селена (Рузматов, 1966) и 2 *г/т* таллия (Рахматуллаев, 1961).

В кварц-карбонатную стадию сформированы кварцевые, карбонатные и кварцево-карбонатные маломощные (обычно не более 2—5 *см*) жилы и прожилки, широко развитые на площади рудного поля. Они секут все описанные минеральные тела. Среди них преобладают прожилки кальцитового состава.

Анализом вещественного состава, парагенетических взаимоотношений минералов выделенных минеральных комплексов выявлены изменения состава растворов и условий в ходе процесса минералообразования.

В стадию интенсивного метасоматического преобразования пород под воздействием сернисто-углекислых растворов отлагались кальций-железо-магнезиальные карбонаты, пирит, кварц и серицит.

В золото-арсенопирит-пиритовую стадию также преобладал метасоматический способ отложения минералов при ничтожной роли жильного выполнения. Обилие арсенопирита в рудах свидетельствует о недонасыщенности растворов серой в начале стадии. В это время привносились мышьяк, сера, золото. Подавляющее же большинство компонентов (Si, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti и др.), по-видимому, заимствовалось из вмещающих пород.

В последующие стадии минералы отлагались путем кристаллизации из растворов, которые носили слабощелочной характер и были обогащены серебром.

Основная масса золота на месторождении связана с золото-арсенопирит-пиритовой стадией. Форма нахождения его — субдисперсная и микровкрапленная (0,0001 *мм*). Позднее золото кварц-карбонатной с сульфидами стадии присутствует в ничтожно малых количествах и не представляет практического интереса.

Особенности месторождения по сравнению с другими золото-мышьяковыми объектами Средней Азии: 1) субдисперсная форма нахождения основной массы золота при относительно небольшой роли микроскопически видимого самородного золота; 2) преобладание золота над серебром в рудах (Au : Ag близко к 4 : 1) при обратном соотношении этих элементов (Au : Ag близко к 1 : 4) в измененных породах вблизи рудных тел; 3) низкие содержания элементов-примесей — селена, теллура, висмута в пирите и арсенопирите (0,00n—0,00n%) и кадмия в сфалерите (0,0n%).

Глава II

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЭНДОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЗОЛОТА В УЗБЕКИСТАНЕ

УДК 553.41 (575.1) + 553:549.905.3

Среди золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана известны скарново-гидротермальные и гидротермальные генетические типы. В зависимости от глубины формирования установлены приповерхностные, переходные и гипабиссальные месторождения. Условия образования их и состав вмещающих пород наложили отпечаток на минеральный состав руд, количественные соотношения минералов и их геохимические особенности, позволившие выделить следующие семейства золоторудных формаций {Кв-Ag, Au}, {Кв-(Te-Sb)Ag, Au}, {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}, {Кв-(Sb, Ag) - As-Au}, {Кв-Cu-Au}, охарактеризованные в первом разделе данной монографии А. А. Малаховым.

В список эндогенных минералов главнейших золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана с учетом их количественных соотношений (табл. 38) вошли парагенетические ассоциации минералов всех стадий формирования. Всего выявлено 112 минералов, из которых к числу широко- и среднераспространенных, слагающих в основном рудные тела, относится не более 10, а минералы, представляющие промышленную ценность, хотя и распространены, но в очень незначительных количествах.

Приводим краткую сравнительную характеристику околорудных изменений вмещающих пород, главнейших минеральных парагенетических ассоциаций, особенно продуктивных по отношению к золоту, а также сравнительный анализ главнейших рудных и жильных минералов по группам месторождений и рудопроявлений разной глубинности.

В месторождениях и рудопроявлениях приповерхностных субвулканических золоторудных формаций, оруденение которых размещается в толщах эффузивных пород среднего состава, а местами в дайках кислого и среднего состава, широко развиты процессы пропилитизации вмещающих пород, охватившие большие мощности (Чадакское, Кочбулакское и другие рудные поля). Здесь под влиянием паров воды с ничтожным привносом серы и CO_2, а в основном за счет внутренней перегруппировки компонентов образовался весьма характерный комплекс минералов (эпидот, альбит, адуляр, пеннин, сколит, серицит, рутил, кальцит, клинохлор, хлорито-серпентин, кварц и пирит), развившихся метасоматически по исходным породообразующим.

В Чадакском рудном поле выявлена четкая зональность в распределении отдельных фаций пропилитов относительно рудных жил. Наряду с площадным изменением пород широко проявлен околотрещин-

Минеральный состав и количественные соотношения минералов, месторождений и рудопроявлений семейств золоторудных формаций Узбекистана (по М. И. Моисеевой)

Минерал	Приповерхностный* {Кв-(Te, Sb)-Ag, Au}, {Кв-Ag, Au}					Переходный* {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}			Гипабиссальный* {Кв-(Sb,-Ag)-As-Au}, {Кв-Cu-Au}			
	[Кв-(телл)--сфд-Au]	[Адл, карб, кв-Эл]		[Кв-Пи-Эл]	[(Телл)--Пи-Зол]	[Кв-Пи-Эл]	[Кв-Пи-Зол]			[Кв-Пи-Ап--Зол]	[Ап-Пи--Зол]	[Кв-Ап--Пи--Эл]	[Кв-Хп--Зол]
	Кочбулак	Чадак		Кызыл-алмасай	Бургунда	Кауль-ды, Центр. блок	Кальмакыр	Сартабуткан	Актурпак	Мурунтау	Кокпатас	Каракутан	Рабинджан
		участок 1	участок 2				Северный блок						
Самородные элементы													
золото	▬				▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
электрум	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
серебро	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
висмут	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
сурьма	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
графит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
Арсениды													
леллингит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
парараммельсбергит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
Сульфиды													
пирит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
марказит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
пирротин	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
пентландит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
арсенопирит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
герсдорфит (?)	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
гудмундит (?)	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
халькопирит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
борнит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
халькозин	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
галенит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
сфалерит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
аргентит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
молибденит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
киноварь	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
висмутин	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
антимонит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
прустит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
пираргирит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
миаргирит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
полибазит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
стефанит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
теннантит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
тетраэдрит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
блеклая руда (смеш.)	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
бурнонит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
айкинит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
стибиолюционит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
джемсонит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
буланжерит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
галеновисмутит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
плагионит (?)	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
кобеллит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
Теллуриды													
вейссит (?)	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
алтаит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
жозеит B	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
теллуровисмутит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
тетрадимит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
волынскит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
гессит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
калаверит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
креннерит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
сильванит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
петцит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
Окислы и гидроокислы —													
кварц	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
гематит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
магнетит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
рутил	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
анатаз	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
брукит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
ильменит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
касситерит	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
корунд	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬
диаспор	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬

Продолж. табл. 38

Минерал	Приповерхностный*					Переходный*				Гипабиссальный*			
	{Кв-(Te, Sb)-Ag, Au}, {Кв-Ag, Au}					{Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}				{Кв-(Sb, Ag)-As-Au}, {Кв-Cu-Au}			
	[Кв-(телл)--сфд-Au	[Адл, карб, кв-Эл]		[Кв-Пи-Эл]	[(Телл)--Пи-Зол]	[Кв-Эл]	[Кв-Пи-Зол]			[Кв-Пи-Ап--Зол]	[Ап--Пи-Зол]	[Кв-Ап--Мп--Эл]	[Кв-Хп--Зол]
	Кочбулак	Чадак		Кызыл-алмасай	Бургунда	Кауль-ды, Центр. блок	Каль-макыр	Сартабут-кан	Ак-турпак	Мурунтау	Кок-патас	Кара-кутан	Рабинджан
		участок 1	участок 2				Северный блок						
Галогениды													
флюорит													
Карбонаты													
кальцит													
анкерит													
сидерит													
доломит													
Сульфаты													
барит													
целестин													
баритоцелестин													
ангидрит													
алунит													
Вольфраматы													
шеелит													
вольфрамит													
гюбнерит													
Фосфаты													
апатит													
Силикаты													
ортоклаз													
адуляр													
альбит													
серицит													
сколит													
фуксит													
каолинит													
биотит													
флогопит													
пеннин													
клинохлор													
тюрингит													
хлорито-серпентин													
хлорит (ближе не опр.)													
серпентин													
тальк													
турмалин													
кордиерит													
эпидот													
цоизит													
везувиан													
пренит													
скаполит													
андрадит													
гроссуляр													
плазолит													
гранат (ближе не опр.)													
ставролит													
сфен													
волластонит													
ксонотлит													
роговая обманка													
актинолит													
тремолит													
пироксены													

..... Минералы главные
_____ второстепенные
..... малые (мало, средне и широко распространенные)

* Глубинный уровень.

Подчеркнуты минералы, встречающиеся обычно в околорудных измененных породах.

Сравнительная химическая характеристика пирита из месторождений и рудопроявлений семейств золоторудных формаций Узбекистана

Фации глубинности, {семейства}	Рудные формации	Рудные поля	Генерация пирита	Au			Ag			Se			Te			Bi		
				от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.
Приповерхностная {Кв-Ag, Au}, {Кв-(Te, Sb)-Ag, Au}	[Кв-(телл)-сфд-зол]	Кочбулакское	Пирит I из серицитизированных боковых пород	0,0	Сл.	0,0/2	12,0	14,0	13,0/2	4,0	4,0	4,0/2	7,0	11,0	9,0/2	10,0	30,0	20,0/2
			Пирит III из кварцево-кальцитовых жил и линз	—	—	—	—	—	—	—	—	4,0/1	—	—	6,0/1	—	—	—
			Пирит II из золоторудных жил	Сл.	172,0	29,0/7	2,0	1222	413/7	0,0	608	293/3	38	4660	1949/3	—	—	—
	[Адл-карб-Кв-Эл]	Чадакское	Пирит I из пропилитизированных вмещающих пород	0,0	0,2	0,03/7	1,0	22	11,0/7	0,0	0,0	0,0/7	0,0	0,0	0,0/7	—	—	—
			Пирит I из пропилитизированных пород вблизи золоторудных жил	0,5	128,0	24,0/12	10	257	74/12	0,0	15,0	3,0/12	0,0	5,0	0,6/12	—	—	—
			Пирит II из серицитизированных и окварцованных вмещающих пород	0,5	696	177/13	14	2948	242/13	Сл.	38	12/13	Сл.	26,0	5,0	—	—	—
			Пирит III из золоторудных жил	120	15080	1720/30	152	10376	2887/30	Сл.	450	46/30	0,0	329	26,0/30	—	—	—
	[(Телл)-Пи-зол)	Бургундинское	Пирит I из серицитизированных кварцевых порфиров и туфов	—	—	4/1	—	—	2,1/1	—	—	16/1	—	—	16/1	—	—	0,0/1
			Пирит II из массивных колчеданных тел	11,0	441	102/11	1	2192	383/12	25	97	53/10	108	875	313/10	120	340	170/10
	[Кв-Пи-Эл]	Кызылалмасайское	Пирит I из вмещающих пород	0	13	0,9/14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Переходная {Сер-Кв (Mo, Au)-Cu}	[Кв-Пи-Зол]	Кальмакырское	Пирит	—	—	3,5/30	—	—	36/30	—	—	40/77	—	—	16/77	—	—	50/31
		Сарычеку	»	—	—	2,5/2	—	—	40/2	—	—	60/5	—	—	10/5	—	—	—
		Актурпакское	Пирит II	—	—	222/12	—	—	74/12	—	—	33,3/7	—	—	52,7/7	—	—	226/7
			Пирит III	—	—	1,6/5	—	—	12,4/5	—	—	62/3	—	—	33,2/3	—	—	146
		Сартабуткан	Пирит	—	—	0,0/3	—	—	15,0/3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гипабиссальная {Кв-(Sb, Ag)-Ag, Au}	[Кв-Пи-Ап-Зол]	Мурунтауское	Пирит I из вмещающих пород	0,0	0,2	Сл./5	0,0	1,2	0,5/3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Пирит II из золоторудных кварцевых жил	0,0	50,0	39,2/41	0,0	58,4	10,4/17	—	—	98,0/7	—	—	6,1/7	—	—	—
			Пирит III послерудный из турмалинового цемента кварцевой брекчии	0,0	3,2	0,8/7	0,0	6,8	1,7/6	—	—	93,0/2	—	—	5,0/1	—	—	—
	[(Кв)-Ап-Пи-Зол]	Кокпатасское	Пирит II	2,8	45	?/23	20	36	28/2	—	—	Сл./2	—	—	0,0/2	—	—	—
			—	—	—	40/9	—	—	40/9	—	—	9/10	—	—	4/10	—	—	—
	[Кв-Аи-Пи-Зол]	Каракутанское	Пирит I из окварцованных рудных зон	—	10	—	—	100	—	—	10	—	—	Сл.	—	—	—	—

Продолж. табл. 39

Фации глубинности {семейства}	Рудные формации	Рудные поля	Генерации пирита	As			Sb			Ni			Co			Au:Ag	Se:Te
				от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.		
Приповерхностная {Кв-Ag, Au}, {Kb-(Te, Sb)--Ag, Au}	[Кв-(телл)--сфд--зол]	Кочбулакское	Пирит I из серицитизированных боковых пород	—	—	—	—	—	—	30	40	35/2	240	250	245/2	0:13,0	1:2,2
			Пирит III из кварцево-кальцитовых жил и линз	—	—	—	—	—	—	10	20	15/2	30	30	30/2	1:14,2	1:3,2
			Пирит II из золоторудных жил	—	—	—	—	—	—	—	—	20/1	—	—	220/1	—	1:1,5
	[Адл--карб--Кв-Эл]	Чадакское	Пирит I из пропилитизированных вмещающих пород	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0:11	0:0
			Пирит I из пропилитизированных пород вблизи золоторудных жил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:3,1	1:0,04
			Пирит II из серицитизированных и окварцованных вмещающих пород	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:1,4	1:0,4
			Пирит III из золоторудных жил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:1,7	1:0,6
	[(Телл)--Пи-зол]	Бургундинское	Пирит I из серицитизированных кварцевых порфиров и туфов	400	1000	700/2	—	—	—	30	60	45/2	40	50	45/2	1:2,0	1:1,0
			Пирит II из массивных колчеданных тел	200	1000	550/9	80	4000	1170/4	0,0	30	11/7	30	200	63/7	1:3,7	1:6,0
	[Кв-Пи--Эл]	Кызылалмасайское	Пирит 1 из вмещающих пород	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Переходная {Сер-Кв (Mo, Au)--Cu}	[Кв-Пи-Зол]	Кальмакырское	Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:10,3	1:0,4
		Сарычеку	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:16,0	1:0,2
		Актурпакское	Пирит II	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:3,0	1:1,6
			Пирит III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:8,0	1:0,5
		Сартабуткан	Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	[Кв-Пи--Ап-Зол]	Мурунтауское	Пирит I из вмещающих пород	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Пирит II из золоторудных кварцевых жил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:0,3	1:0,06
			Пирит III послерудный из турмалинового цемента кварцевой брекчии	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:2,1	1:0,05
Гипабиссальная {Kb-(Sb, Ag)-Ag, Au}	[(Кв)-Ап--Пи-Зол]	Кокпатасское	Пирит II	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	[Кв-Ап--Пи-Зол]	Каракутанское	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Пирит I из окварцованных рудных зон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. В знаменателе—число анализов, в числителе—содержание, *г/т*.

ный метасоматоз, выразившийся в формировании протяженных (до 3 *км*) и мощных (30—50 *м*) зон серицитизированных, пиритизированных, хлоритизированных и окварцованных пород. По мнению М. И. Моисеевой, согласной с Н. И. Наковником (1954), они являются фациями пропилитов, а Э. А. Маркова и Р. П. Бадалова считают, что это более поздние, наложенные на пропилиты, образования.

В пределах Бургундинского рудного поля, где золоторудная минерализация размещается в карбонатной толще, интенсивно проявились доломитизация и ороговикование известняков. Вдоль зон разломов доломиты и доломитизированные известняки претерпели серпентинизацию, оталькование, окварцевание, а кварцевые порфиры — серицитизацию, окварцевание, пиритизацию, карбонатизацию.

В Алмалыкском рудном поле, золоторудная минерализация которого приурочена к переходным глубинам, широко развита предрудная пропилитизация сиенито-диоритов с зональным размещением отдельных фаций (Мусин, Голованов, 1966).

В гипабиссальных рудных полях, размещающихся в песчано-сланцевых толщах, наблюдается разнообразие околорудных изменений. В Мурунтау золоторудному оруденению предшествовало ороговикование, развитие кварц-микроклиновых и кварц-альбитовых метасоматитов.

Кварцевые жилы, имеющие региональное распространение, исследователи района относят к более ранней геологической эпохе.

В Кокпатасском рудном поле к дорудным изменениям относят карбонатизацию, серицитизацию, окварцевание и пиритизацию. По мнению Х. Р. Рахматуллаева, часть этих изменений соответствует фациям лиственитов.

Минеральный состав измененных разностей околорудных пород и весьма предварительная количественная характеристика соотношения минералов в них приведена в табл. 38. Наиболее полно охарактеризованы светлые слюды, а также пирит из месторождений и рудопроявлений субвулканических и частично переходных формаций.

Для собственно пропилитизированных пород характерен скрыточешуйчатый агальматолитоподобный яблочно-зеленый сколит, а в околорудных зонах развивается обычный мелкочешуйчатый белый серицит.

Пирит (Чадакское, Кочбулакское, Бургундинское, Кызылалмасайское рудные поля) характеризуется однообразием кристаллографических форм (100), (210), редко (111) и их комбинаций. В Чадакском он имеет иной характер искажения граней по сравнению с пиритом из рудных жил. Пирит этой генерации беден примесями. Содержание Au, Ag, Se и Te в десятки и сотни раз ниже, чем в пирите из жил, в Чадакском рудном поле они практически отсутствуют (табл. 39).

Ниже приводится краткая сравнительная характеристика парагенетических минеральных ассоциаций, определяющих облик формаций и главных минералов в них.

Наиболее ранняя скарновая минерализация проявлена в приповерхностных (Чадакское, Бургундинское) и гипабиссальных (Рабинджанское) рудных полях. При этом лишь на Чадакском и Рабинджанском она распространена широко, а на Бургундинском весьма незначительно. В Чадаке скарны (волластонит, гранаты, пироксены и др.) развиваются по более древним крупнозернистым кальцитовым жилам, в Бургунде — по терригенно-карбонатным отложениям девона. В Кураминском хребте золоторудная минерализация со своей парагенетической ассоциацией минералов отлагается всегда позже скарнов; местами она накладывается на скарны, а иногда те же минералы составляют самостоятель-

ные золоторудные жилы вне скарнов. Например, участок 1 в Чадакском рудном поле — со скарновой минерализацией, а участок 2 — без нее. В Рабинджанском рудном поле и других мелких рудопроявлениях Западного Узбекистана, по данным Х. Н. Баймухамедова и А. С. Курбанова, образование скарнов и последующей золоторудной минерализации рассматривается как отдельные стадии одного этапа минерализации. Следует отметить, что в аналогичного типа рудопроявлениях (Таррор, Джилао) Средней Азии авторы наблюдали наложение золоторудной минерализации на скарны. Минеральный состав скарнов в упомянутых выше проявлениях золоторудной минерализации приводится при описании отдельных месторождений.

Золоторудная минерализация сформирована в одну (Чадакское, Кочбулакское, Бургундинское рудные поля) или несколько стадий (Кальмакыр, Мурунтау, Кокпатасское, Рабинджанское рудные поля). Продуктивна во всех месторождениях одна стадия. Рудные тела практически не бывают представлены только продуктивной минеральной парагенетической ассоциацией. Обычно наблюдается совмещение нескольких парагенетических минеральных ассоциаций, соответствующих различным стадиям и этапам формирования месторождений.

В месторождениях всех глубинных уровней руды имеют различную степень сульфидности — от убого до существенно сульфидных (Петровская, 1960).

Особенность состава продуктивных парагенетических ассоциаций всех рудных полей — малое число ведущих минералов, суммарный объем которых обычно превышает 95%. В большинстве случаев они представлены кварцем, карбонатами, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом, галенитом и др.

По составу ведущих сульфидов в месторождениях и рудопроявлениях выделенных групп формаций наблюдаются заметные различия: в приповерхностных ведущими являются пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит и халькопирит или только пирит; в переходных — пирит и халькопирит; в гипабиссальных — пирит и арсенопирит. Известные различия имеются также в ассоциациях малых и редких минералов: в приповерхностных формациях иногда широко представлены теллуриды (в том числе и теллуриды золота), в гипабиссальных — арсениды и некоторые сульфиды (леллингит, пентландит, герсдорфит, молибденит), теллуриды отсутствуют или роль их ничтожна. В целом продуктивные минеральные парагенетические ассоциации приповерхностных формаций характеризуются более сложным минеральным составом и широким развитием колломорфных текстур, например, кварца в Чадаке, пирита в Бургунде и др. Как правило, на тех или иных рудных полях появляются отдельные минералы, составляющие их индивидуальную особенность (адуляр и гематит в Чадакском, сиреневый серицит в Кочбулакском, обилие теллуридов в Бургундинском и Кочбулакском). Ниже сопоставляются главные минералы продуктивной стадии.

Роль кварца в месторождениях и рудопроявлениях различных глубинных уровней неравноценна. В одних он относится к ведущим минералам (Чадак, Кочбулак, Актурпак, Мурунтау и др.), в других имеет подчиненное значение (Бургунда, Кокпатас).

В приповерхностных месторождениях кварц образует сложные жилы, серии субпараллельных жил, системы прожилков; в переходных — минерализованные зоны дробления штокверкового типа, в гипабиссиальных — те и другие формы.

По текстурным и структурным особенностям кварца месторождения всех формаций близки между собой. В подавляющем большинстве

Таблица 40

Сравнительная химическая характеристика сульфидов, блеклых руд и гематита из месторождений и рудопроявлений семейств золоторудных формаций Узбекистана

Глубинный уровень	Рудные поля, месторождения и рудопроявления	Минерал	Au			Ag			Se			Te			Bi		
			от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.
Гипабиссальный	Мурунтауское	Арсенопирит крупнокристаллический из вмещающих сланцев	0,4	146,2	9,1 / 43	0,0	15,2	5,4 / 12	—	—	318,2 / 7	—	—	147,4 / 7	—	—	—
		Арсенопирит мелкозернистый из золоторудных жил	0,5	48,0	19,0 / 7	0,08	26,8	9,1 / 13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Кокпатасское	Игольчатый арсенопирит	39,7	168	125 / 11	—	—	—	0,0	10,0	5,0 / 2	10,0	10,0	10,0 / 2	—	—	—
		Крупнозернистый арсенопирит	13,0	52,3	27,1 / 11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Каракутан	Арсенопирит из рудной зоны	—	—	40	70	80	75 / 2	—	500	—	—	300	—	—	—	—
Переходный и приповерхностный	Кочбулакское	Халькопирит из золоторудных жил	4	40	24 / 4	540	1794	1284 / 4	44	172	98 / 4	90	1075	455 / 4	90	260	180 / 3
	Чадакское	То же	—	—	Сл. / 1	—	—	140 / 1	—	—	Сл. / 1	—	—	0,0 / 1	—	—	—
	Кызылалмасайское	Халькопирит из кварц-барит-сульфидных жил	0,0	5	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Кальмакыр	Халькопирит	—	—	22 / 20	—	—	65 / 20	—	—	84 / 34	—	—	10 / 34	—	—	70 / 25
	Актурпак		—	—	—	—	—	—	—	—	8 / 1	—	—	10 / 1	—	—	—
	Рабинджан		—	—	—	—	—	—	—	—	14 / 1	—	—	8 / 1	—	—	—
Приповерхностный	Кочбулакское	Блеклая руда	56	228	114 / 9	1352	20486	6333 / 9	167	350	291 / 4	240	18800	6060 / 4	300	6000	1925 / 4
	Бургундинское		0,0	612	253 / 3	90	2764	1633 / 3	0,0	170	90 / 4	5000	12500	7830 / 3	300	8000	3450 / 4
	Кочбулакское	Сфалерит	0,0	52	19 / 5	104	400	227 / 5	0,0	15,0	7 / 4	0,0	133	65 / 4	0,0	0,0	0,0 / 4
	Бургундинское		—	—	8,5 / 2	—	—	200 / 2	—	—	47 / 2	—	—	300 / 2	—	—	3450 / 4
	Кочбулакское	Галенит из золоторудных жил	0,5	96	38 / 7	652	6955	1172 / 7	50	924	456 / 6	330	1375	593 / 9	100	300	170 / 6
		Галенит из кварц-баритовых жил	0,0	52	19 / 5	104	400	227 / 5	0,0	15	7 / 4	0,0	133	65 / 4	0,0	0,0	0,0 / 4
	Бургундинское	Галенит	—	—	4,2						140			1650			
	Рабинджан	Борнит	60,0	90	66,7 / 3	1460	4760	2907 / 3	—	—	300	—	—	450	—	—	—
		Халькозин	8,0	80	42,4 / 6	40	2288	1500 / 6	—	—	190	—	—	600	—	—	—
	Чадакское	Гематит	0,0	24	11,5 / 9	0,0	76,0	29,3 / 9	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолж. табл. 40

Глубинный уровень	Рудные поля, месторождения и рудопроявления	Минерал	Cd			In			Co			Ni			Au:Ag	Se:Te
			от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.		
Гипабиссальный	Мурунтауское	Арсенопирит крупнокристаллический из вмещающих сланцев	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:0,6	1:0,4
		Арсенопирит мелкозернистый из золоторудных жил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:0,5	—
	Кокпатасское	Игольчатый арсенопирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		1:2
		Крупнозернистый арсенопирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Каракутан	Арсенопирит из рудной зоны	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:1,9	—
Переходный и приповерхностный	Кочбулакское	Халькопирит из золоторудных жил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:53,6	1:4,6
	Чадакское	То же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0:0
	Кызылалмасайское	Халькопирит из кварц-барит-сульфидных жил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:0,5	0:0
	Кальмакыр	Халькопирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:3,0	1:0,12
	Актурпак		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:1,2
	Рабинджан		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:0,5
Приповерхностный	Кочбулакское	Блеклая руда	1200	4800	2400/3	80	125	102/2	30	110	30/3	20	20	20/2	1:55,5	1:20,8
	Бургундинское		—	—	—	—	—	100	800	330/3	—	—	—	—	1:6,4	1:87,0
	Кочбулакское	Сфалерит	8400	9600	9200/3	2	60	33/3	—	—	0/1	—	—	10/1	1:12,0	1:9,3
	Бургундинское		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:23,4 —	1:6,3 —
	Кочбулакское	Галенит из золоторудных жил	200	420	305/4	0	2	0,7/3	—	—	—	—	—	—	1:31,0	1:1,3
		Галенит из кварц-баритовых жил	8400	9600	9200/3	2	60	33/3	—	—	—	—	—	—	1:12,0	1:9,3
	Бургундинское	Галенит													—	1:12,0
	Рабинджан	Борнит		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:43,6	1:1,5
		Халькозин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:36,0	1:3,1
	Чадакское	Гематит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1:2,0	—

Примечание. В знаменателе—количество анализов, в числителе—содержание, *г/т*.

из них он имеет сливную, шестоватую, друзовую или пластинчатую текстуры. Отличия наблюдаются лишь для кварца приповерхностных формаций, где широко развиты также колломорфные текстуры, свидетельствующие о гелевой природе растворов, из которых отложился кварц. Очень часто этот кварц переполнен бурыми газово-жидкими включениями, по распределению которых удается констатировать его первичную халцедоновую природу. Кроме того, в рудных телах присутствует ранний метасоматический кварц, который замещает минералы вмещающих пород. Обычно он безрудный, так как образуется за счет местных источников при серицитизации полевых шпатов боковых пород. Соотношение этих двух типов кварца в какой-то мере свидетельствует о степени рудоносности жил. Такое же строение в Кураминском хребте имеют многочисленные кварцево-рудные жилы с другими полезными ископаемыми (Моисеева, 1966).

В скарново-гидротермальных рудопроявлениях рудный кварц вместе с кальцитом замещает скарновые минералы, в первую очередь пироксены, амфиболы и волластонит, в связи с чем имеет иногда характерный стебельчатый облик.

Карбонаты представлены кальцитом, анкеритом, доломитом. Их роль в отдельных месторождениях неравноценна. В продуктивной минеральной ассоциации большинства золоторудных полей распространены незначительно, за исключением Чадакского и Кокпатасского. Состав карбоната во многом зависит от состава вмещающих пород.

Обычно карбонаты выделяются после рудного кварца в виде гнезд, неправильных скоплений, прожилок и цемента в брекчиях с кварцевыми обломками. Местами, например в Чадакском рудном поле, кальцит слагает целые участки в рудных жилах. В структурном отношении он представлен разнозернистыми агрегатами и очень своеобразными пластинчатыми формами, характерными для субвулканических месторождений Кураминского хребта и многих рудных районов СССР и мира.

Пирит в различных количествах присутствует в рудных телах всех семейств золоторудных формаций. Обычно он выделяется в виде вкрапленности, небольших скоплений и гнезд, иногда в виде массивных колчеданных тел (Бургундинское рудное поле).

Постоянные золотоносность и сереброносность пирита обусловлены в основном микровключениями самородного золота, электрума и теллуридов. Содержание Au в пирите колеблется от 29 до 1720 *г/т*, Ag — от 383 до 2887 *г/т*.

Самое высокое содержание благородных металлов — в пиритах из субвулканических месторождений и рудопроявлений. Серебра в них обычно в несколько раз больше, чем золота.

Пириты чадакских жил содержат золота и серебра в несколько десятков раз больше, чем на остальных приповерхностных месторождениях и рудопроявлениях, что объясняется, видимо, убогой сульфидностью руд и резкой осадительной способностью пирита, концентрирующего в себе золото.

В пирите всегда отмечаются селен и теллур. По содержанию селена (от 6 до 293 *г/т*) пириты месторождений и рудопроявлений различной глубинности почти не отличаются друг от друга. Теллур присутствует в количестве от 6 до 1949 *г/т*, высокие содержания его характерны для Бургундинского и Кочбулакского рудных полей, в которых широко развиты теллуриды. Присутствие селена, по-видимому, обусловлено преимущественно изоморфным вхождением в состав пирита, а теллура — включениями теллуридов.

На основании широкого и повсеместного распространения пирита во всех золоторудных приповерхностных месторождениях и рудопро-

явлениях субвулканического типа и характерных геохимических особенностей его можно рассматривать как надежный поисковый признак на золото, особенно тонкодисперсное.

Арсенопирит — концентратор золота и характерный минерал гипабиссальных месторождений, на что указывал И. Х. Хамрабаев (1958), рассматривая его как надежный поисковый признак. Во вмещающих породах и рудных жилах он образует неравномерную вкрапленность, небольшие скопления и прожилки. В зависимости от размера зерен в Мурунтау и Кокпатасе различают крупнозернистый (преобладает в первом) и мелкозернистый (преобладает во втором) арсенопирит. Второй отличается более высоким содержанием золота и серебра, при преобладании золота примерно в 2 раза (табл. 40). Он часто встречается вместе с пиритом, причем соотношения их неодинаковые. Например, в Мурунтау больше арсенопирита, а в Кокпатасском рудном поле — пирита.

Халькопирит наряду с пиритом является ведущим рудным минералом в золоторудных образованиях переходных глубин, роль его в других типах формаций невелика. Он выделяется в виде гнезд, тонкой вкрапленности и прожилок. Обычно к нему приурочено золото, а из других примесей характерны селен и теллур (Бадалов, 1965).

Тетраэдрит — специфический минерал продуктивной парагенетической ассоциации субвулканических золоторудных формаций. В заметных количествах (до 5%) установлен лишь в рудных телах кварц-полисульфидно-золотой с теллуридами и пирит-золотой с теллуридами формациях. Представлен мелкой неравномерной вкрапленностью, гнездами. Иногда образует кристаллы в виде тетраэдров, комбинации двух тетраэдров и др. (Кочбулакское рудное поле). Тетраэдрит отлагался после пирита, сфалерита, халькопирита, но раньше галенита, висмутовых сульфосолей и теллуридов. Тесно ассоциирует с теллуридами и самородным золотом, образующими в нем неправильной формы вростки, просечки и редко идиоморфные кристаллы. По частоте срастания с этими минералами занимает первое место среди сульфидов рассматриваемых объектов. Он отличается повышенным содержанием цинка (до 5,5%; Королева, Маркова, 1966), теллура (до 0,78%) и кадмия (0,24%). Индия в тетраэдрите 100—102 *г/т,* в сфалерите — 33 *г/т.*

Тетраэдрит может служить надежным поисковым признаком на скопления золота в золоторудных телах субвулканических формаций.

В гипабиссальных и переходных формациях тетраэдрит встречается в продуктивной парагенетической ассоциации, но в значительно меньших количествах.

Распределение примесей в остальных сульфидах дано в табл. 40. Они также содержат золото и серебро, причем самые высокие их количества установлены в более поздних сульфидах, близких по времени к выделению золота и его теллуридов.

В результате анализа распределения селена (рис. 71), теллура (рис. 72), золота (рис. 73) и серебра (рис. 74) в сульфидах продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций в различных семействах рудных формаций выявлены некоторые их геохимические особенности.

В каждой группе формаций имеются месторождения и рудопроявления с низким и высоким содержанием селена и золота в сульфидах. В распределении селена в группе приповерхностных формаций наблюдается тенденция к увеличению содержания его от ранних сульфидов к поздним, в более глубинных формациях закономерность в их распределении отсутствует. Селен в состав сульфидов входит, по-видимому, в каче-

стве изоморфной примеси, однако по значительным колебаниям содержаний его в составе некоторых минералов (50—924 *г/т* в галените из кочбулакских жил) можно предположить наличие здесь селенидов.

Особенность распределения золота — чрезвычайная неравномерность. Наиболее высокие концентрации его в жилах приповерхностных формаций характерны для тетраэдрита (табл. 40) и пирита (табл. 39), в переходных формациях — для халькопирита, в гипабиссальных — для арсенопирита.

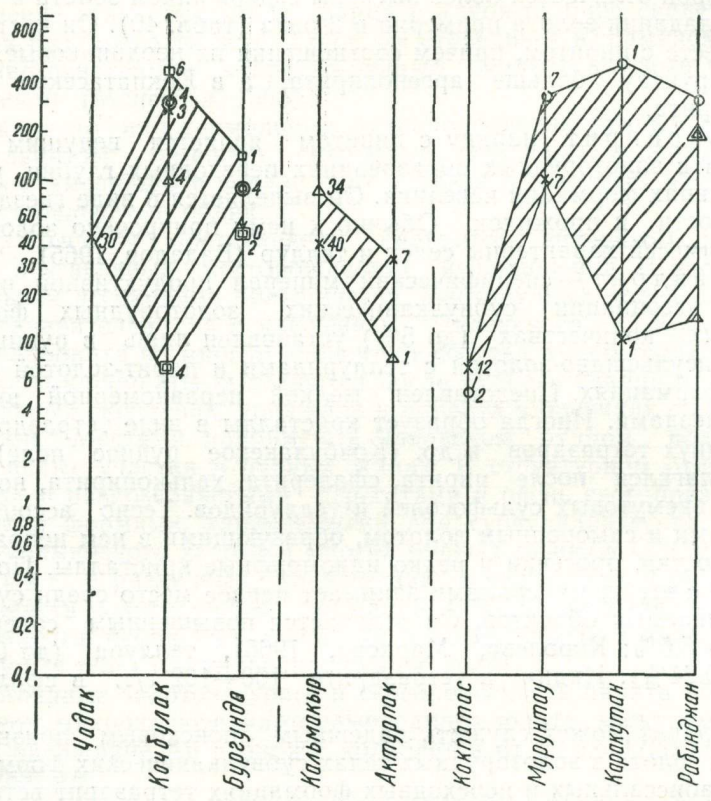


Рис. 71. Распределение селена в сульфидах продуктивных минеральных парагенетических ассоциаций золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана (здесь и на рис. 72—74 крестик — пирит, кружок — арсенопирит, в м-нии Рабинджан—халькозин, треугольник —халькопирит, квадрат—галенит, двойной квадрат—сфалерит, двойной кружок—блеклая руда, двойной треугольник—борнит. Цифры обозначают кол-во анализов).

Продуктивные минеральные парагенетические ассоциации приповерхностных формаций по сравнению с переходными и гипабиссальными обогащены серебром и теллуром. Форма нахождения теллура в сульфидах — микровключения теллуридов, которые обнаруживаются под микроскопом даже при содержании в десятках граммов на тонну.

Висмут — характерный элемент большинства золоторудных месторождений Средней Азии — к сожалению, еще недостаточно изучен в Узбекистане. Он встречается в виде висмутина, висмута самородного и теллуридов — жозеита, тетрадимита, теллуровисмутита и волынскита. Наиболее высокие содержания его установлены в минералах Бургундинских и Кочбулакских рудных тел в приповерхностных формациях.

К числу характерных элементов золоторудных месторождений относится ртуть. Геохимическая связь ртути с золотом выявлена М. И. Моисеевой при изучении золотых рудопроявлений, связанных со вторичными кварцитами в Чаткало-Кураминском районе. Дальнейшее исследование золоторудных объектов подтвердило эту закономерность не только для субвулканических месторождений, но и гипабиссальных. Ртуть в качестве примеси входит в состав блеклых руд, сфалерита, самородного золота, некоторых жильных минералов и в виде киновари обнаруживается в месторождениях и рудопроявлениях всех глубинных уровней. На основании этой связи золота с ртутью М. И. Моисеева рекомендует проводить поисковые работы на золото по ртути, тем более, что методика их хорошо разработана.

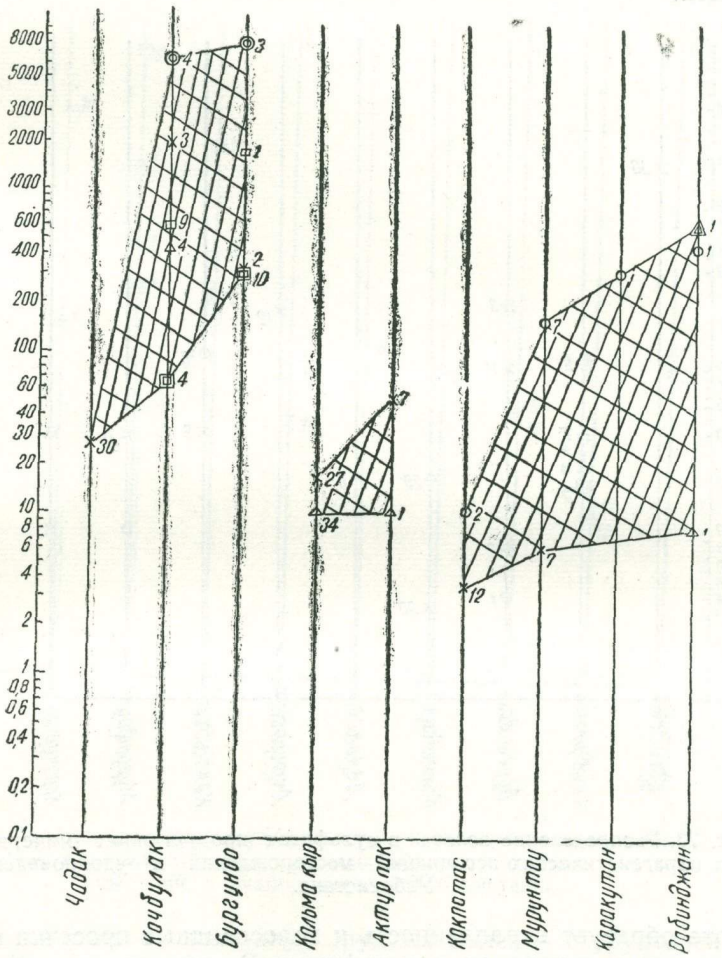


Рис. 72. Распределение теллура в сульфидах продуктивных минеральных парагенетических ассоциаций золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана.

Весьма интересны минералого-геохимические особенности золота в различных рудных формациях. В минералогическом отношении золото в изученных месторождениях представлено самородной разностью, электрумом и теллуридами (калаверит, креннерит, сильванит, петцит).

Соотношения между этими формами фиксации золота на отдельных месторождениях различны. В некоторых приповерхностных (субвулканических) золоторудных формациях широко представлено самородное золото и его теллуриды (Бургунда, Кочбулак), в других — с ничтожным развитием теллуридов — электрум (Чадак, Кызылалмасай). К сожалению, цифровых данных о соотношении самородной разности золота и его теллуридов нет. По визуальным наблюдениям считают, что в рудах преобладает золото самородное или электрум. В рудных формациях переходного и гипабиссального глубинного уровней преобладает самородное золото, электрум является эпизодическим, теллуриды довольно редки.

В рудных полях Узбекистана (кроме Кочбулакского, Мурунтауского и Чадакского) изучалось золото, отобранное главным образом с поверхности.

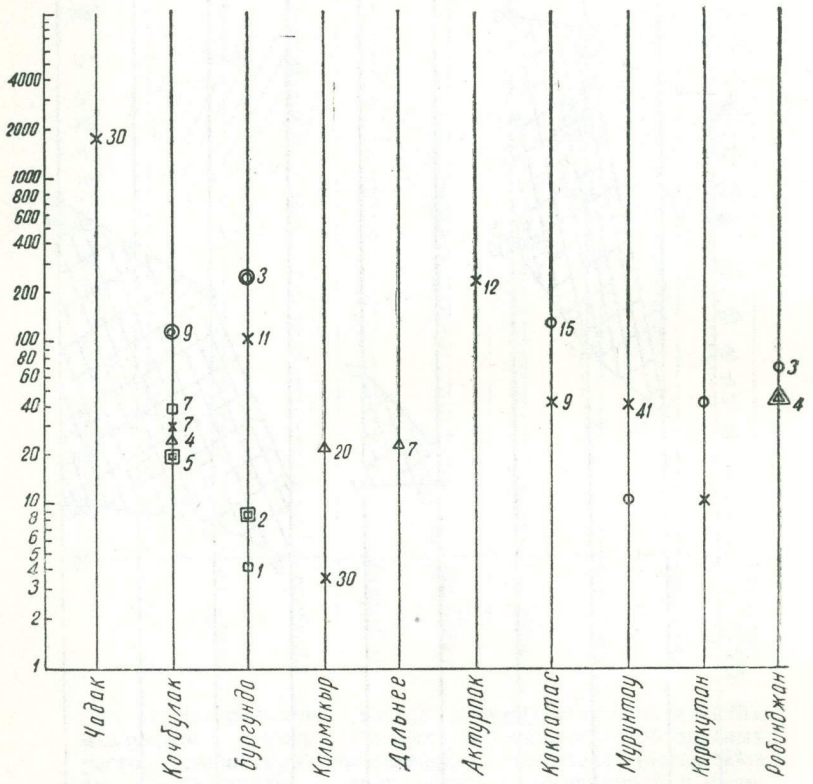


Рис. 73. Распределение золота в сульфидах продуктивных минеральных парагенетических ассоциаций месторождений и рудопроявлений Узбекистана.

Золото образует вкрапленность и волосовидные просечки в кварце, других жильных минералах и сульфидах. Распределяется оно весьма неравномерно: от насыщенной вкрапленности до единичных выделений.

Формы гипогенного золота в месторождениях очень разнообразны (табл. 41). Установлено, что изометричные и каплевидные зерна обычно образуют вкрапленники в сульфидах, а пластинчатые — просечки в жильных минералах; амебовидные зерна, дендриты ,комковатые и губчатые золотины образовались в результате замещения сульфидов и теллуридов. В некоторых рудных полях заметно преобладают одни из

указанных форм (в Мурунтауском распространены идиоморфные зерна, в Чадакском — комковатые), в других равномерно развиты все перечисленные формы (табл. 42).

В приповерхностных месторождениях и рудопроявлениях преобладает пылевидное и весьма мелкое золото; в месторождениях переходных глубин (Кальмакыр, Актурпак) отмечаются колебания от пылевидного (<0,05 *мм*) и весьма мелкого (0,05—0,2 *мм*) до мелкого (0,2—1,0 *мм*); в гипабиссальных распространено преимущественно весьма мелкое, за исключением Кокпатасского рудного поля, где преобладает золото с размерами около 0,001 *мм*, а на центральном его участке представлено почти равными частями пылевидного (40%) и весьма мелкого (50%).

Золото среднего и крупного класса отмечается в гипабиссальных месторождениях, но количество его невелико (табл. 43). К сожалению,

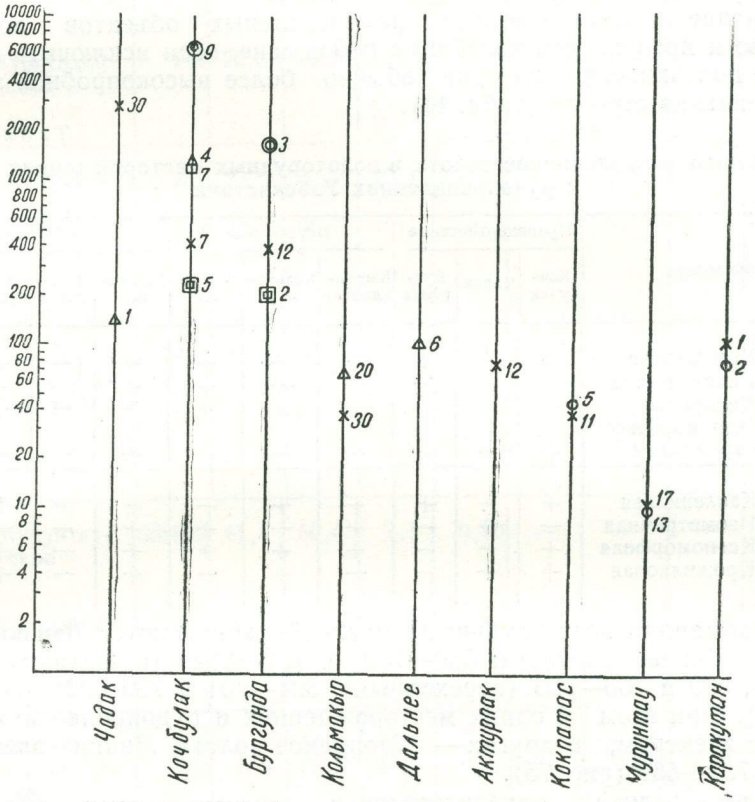


Рис. 74. Распределение серебра в сульфидах продуктивных минеральных парагенетических ассоциаций золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана.

данные имеются только для двух рудных полей — Мурунтауского и Чадакского. Выход золота в шлихи из Чадакских жил составляет примерно 3%, а в Мурунтау — не менее 96%. Следовательно, размеры золота в гипабиссальных месторождениях благоприятны для накопления его в россыпях, а в приповерхностных неблагоприятны.

Вопрос о срастании золота с сопровождающими минералами имеет важное практическое и генетическое значение. Исследования золотого оруденения в приповерхностных рудных полях показали, что при наличии в руде сульфидов и теллуридов золото откладывается в первую

очередь в них в связи с большой осадительной способностью первых и близостью времени отложения вторых. Роль пирита как осадителя золота отчетливо проявлена в Чадакском рудном поле, где содержание благородных металлов в пирите постепенно снижается по мере его удаления от жил. Пириты разных генераций имеют различную золотоносность. Наиболее высокие содержания золота и серебра установлены в пирите из золотоносных жил, меньше — в пирите из измененных боковых пород. Если же пириты ранних генераций попадают в золотоносные жилы, например, в виде ксенолитов, то золото проникает в них по тончайшим микротрещинам и они также становятся золотоносными.

Из сопровождающих минералов основная масса золота отлагается в кварце, затем в сериците и в подчиненном количестве в других минералах — адуляре, карбонатах, хлорите, барите.

Значение пробности золота для отдельных объектов довольно устойчиво и пределы его колебания небольшие, если исключить золото, взятое с поверхности, которое обычно более высокопробное за счет выщелачивания серебра (табл. 44).

Таблица 41

Формы вкрапленников золота в золоторудных месторождениях и рудопроявлениях Узбекистана

Формы золота		Приповерхностные			Переходные			Гипабиссальные			
		Коч-булак	Чадак	Бур-гунда	Кызыл-алмасай	Кальма-кыр	Актур-пак	Мурун-тау	Кок-патас	Кара-кутан	Рабин-джан
Макроскопические	Комковатая	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—
	Пластинчатая	+	+	—	+	+	+	+	—	+	—
	Дендриты	+	—	—	+	+	+	+	—	+	+
	Идиоморфные кристаллы	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Микроскопические	Каплевидная	+	—	+	+	+	—	+	+	+	—
	Изометричная	—	+	—	+	—	+	+	+	—	—
	Ксеноморфная	+	—	—	+	+	+	+	—	+	—
	Прожилковая	+	—	—	—	+	—	+	—	+	—

В формациях всех глубинных уровней наблюдаются близкие значения колебаний пробности: 550—700 и 750—882 (приповерхностный уровень), 539 и 750—923 (переходный), 594—704 и 750—928 (гипабиссальный). При этом в одних месторождениях и рудопроявлениях преобладает электрум, в других — самородное золото. Линия электрума принята 750—550 (рис. 75).

Состав золота охарактеризован спектральными анализами (табл. 45). Наиболее характерными элементами-примесями золота являются Ag, Cu, Hg, Mg, Fe (рис. 76). Наличие железа и части меди объясняется механическим загрязнением золота минералами, содержащими эти элементы. Выявлены небольшие различия в составе золота гипабиссальных и приповерхностных формаций — более высокие содержания ртути, более низкие—меди и висмута в первых и отсутствие мышьяка во вторых. Эти различия в содержании элементов-примесей в золоте гипабиссальных и приповерхностных формаций определяются особенностями парагенетических минеральных ассоциаций.

В результате анализа продуктивных минеральных парагенетических ассоциаций установлена общая закономерность в последовательном отложении рудных минералов: сульфиды — сульфосоли — теллуриды — самородные элементы. Эта закономерность отражает эволюцию рудоносных растворов, проявляющуюся в постепенном снижении роли серы

Таблица 42

Сравнительные данные размеров золотинок в золоторудных месторождениях и рудопроявлениях Узбекистана

Глубинный уровень	Рудные поля, месторождения и рудопроявления	Количество знаков золота	Содержание золота, % от кол-ва знаков					Пределы колебаний размеров золота, *мм*		Исследователи
			I пылевидное (до 0,05 *мм*)	II весьма мелкое (0,05—0,2 *мм*)	III мелкое (0,2—1,0 *мм*)	IV среднее (1,0—2,0 *мм*)	V крупное (2,0—3,0 *мм*) и мелкие самородки	от	до	
Приповерхностный	Кызылалмасайское	1234	28,1	65,9	6,0	—	—	>0,05	1,0	Р. П. Бадалова, П. Е. Цыпкина
	Бургундинское	146	22,5	70,0	7,5	—	—	>0,001	0,07	Н. Н. Королева, Р. П. Бадалова
Переходный	Кальмакыр	252	22,2	37,7	40,1	—	—	>0,05	1,0	Р. П. Бадалова
	Актурпак	15830	23,7	60,2	16,1	—	—	>0,05	1,0	Р. П. Бадалова, П. Е. Цыпкина
Гипабиссальный	Кокпатасское (Центр. уч.)	6835	41,5	51,0	7,5	—	—	>0,05	1,0	Р. П. Бадалова, П. Е. Цыпкина, Э. А. Маркова
	Мурунтауское	368902	41,5	50,4	7,1	0,00	—	—	—	Е. А. Сибиряков, Е. П. Нестерова
	Тамдыбулак	23239	5,2	51,6	36,7	5,8	0,5	>0,05	3,0	Р. П. Бадалова, П. Е. Цыпкина
	Кансай	669	—	51,4	48,1	0,3	0,2	>0,05	3,0	Те же
	Давлят-Ходжа	760	5,9	60,0	34,0	0,1	—	>0,05	2,0	„ „
	Каракутанское	1048	25,7	67,3	6,9	0,1	—	>0,05	2,0	Р. П. Бадалова

Таблица 43

Сравнительные данные веса золота по классам крупности

Глубинный уровень	Рудные поля и рудопроявления	Общий вес проб золота, *г*	Процент об общего веса				Исследователи
			пылевидное (<0,05 *мм*)	весьма мелкое (0,05—0,2 *мм*)	мелкое (0,2—2,0 *мм*)	среднее (1,0—2,00 *мм*)	
Приповерхностный	Чадакское						
	участок 1	18,54	98,30	0,98	0,62	0,10	М. И. Моисеева
	участок 2	13,07	99,05	0,42	0,53	0,00	„
Гипабиссальный	Мурунтауское	2465,34	3,5	37,0	59,0	0,5	Н. П. Нестерова, Е. Л. Сибиряков

и возрастании роли сначала сурьмы, затем теллура как осадителей катионов. По удалении из растворов серы, сурьмы и теллура происходит выделение металлов в самородном состоянии. Селен благодаря изоморфизму с серой рассеивается в сульфидах, а теллур в связи с ограниченной способностью вхождения в решетку скапливается в растворах и по мере истощения серы отлагается в виде теллуридов.

М. И. Моисеевой для субвулканических месторождений и рудопроявлений составлены в общем виде следующие два эволюционных ряда последовательности образования висмутовых и серебряных минералов. Эти ряды на одном рудном поле полностью обычно не проявляются. Но характерно, что каждый из минералов на конкретном месторождении занимает более или менее определенное положение.

Таблица 44

Пробность золота в золоторудных месторождениях и рудопроявлениях Узбекистана

Глубинный уровень	Рудные районы и поля, месторождения, рудопроявления	Количество проб	Пробность			Исследователи
			от	до	средняя	
Приповерхностный	Кочбулакское	3	849	885	864	Э. А. Маркова (1966)
	Чадакское	29	492	720	587	М. И. Моисеева (1966)
	Бургундинское	5	871	900	885	Н. Н. Королева (1966)
	Кызылалмасайское	13	523	820	700	Р. П. Бадалова, М. С. Сулейманов
	Каульды	3	700	777	748	З. В. Заморина, Г. С. Мещанинова
	Бичанзор	1	—	—	750	Г. С. Мещанинова
Переходный	Кальмакыр	3	819	900	852	Р. П. Бадалова (1962)
	Актурпак	19	806	966	800	З. В. Заморина, Р. П. Бадалова Г. С. Мещанинова
	Сартабуткан	2	750	800	775	А. С. Касымов (1959)
Гипабиссальный	Мурунтауское	107	538	987	880	Р. П. Бадалова (1962)
		53	737	953	889	Н. П. Нестерова
		17	833	992	928	Р. П. Бадалова, П. Е. Цыпкина
	Кокпатасское	2	634	723	678	Г. П. Чеботарева (1966)
	Каракутанское	5	634	871	767	Р. П. Бадалова, Г. П. Чеботарева
	Чармитанское	1	—	—	765	И. Х. Хамрабаев (1958)

Висмутин — Bi_2S_3
Галеновисмутин — $PbBiS_4$
Тетрадимит — Bi_2Te_2S
Жозеит — $Bi_4(Te,S)_3$
Волынскит — $AgBiTe_2$
Теллуровисмутит — Bi_2Te_3
Самородный висмут — Bi

Аргентит — Ag_2S
Прустит — $AgAsS_3$
Стефанит — $5Ag_2SSb_2S_3$
Полибазит — $8(Ag, Cu)S \cdot Sb_2S_3$
Волынскит — $AgBiTe_2$
Гессит — $AgTe_2$
Петцит — $(AgAu)Te_2$
Креннерит — $(AuAg)Te_2$
Сильванит — $(Ag\ Au)Te_4$
Самородное серебро — Ag

Э. А. Маркова для этого типа месторождений дает один последовательный ряд минералов висмута, серебра, золота.

Висмутин
Аргентит
Прустит
Стефанит
Жозеит
Тетрадимит
Теллуровисмутит
Волынскит
Сильванит
Петцит
Калаверит
Гессит
Самородное золото и висмут

Таблица 45

Сравнительные данные по составу золота из различных рудопроявлений и месторождений Узбекистана (по данным спектральных анализов)

Глубинный уровень	Рудные районы, поля, месторожд., рудопроявления	Количество проб	Элементы																			Исследователи
			Cu	Ag	Au	Mg	Ba	Sr	Zn	Hg	Pb	Sb	As	Bi	Mo	W	Mn	Fe	Ni	Co	Ti	Te	
Приповерхностный	Чадакское	15	Сл.—2 / 13	4—5 / 5	5 / 15	2—3 / 15	2—3 / 3	—	2 / 2	—	1—3 / 6	2 / 2	—	1—2 / 5	1 / 2	—	1 / 15	2—3 / 15	—	—	—	—	М. И. Моисеева (1966)
	Кочбулакское	2	0,1	>1%	>1%	—	—	—	0,6	0,01	0,01	0,6	—	0,1	—	—	—	0,03	—	—	—	—	Э. А. Маркова
Переходный	Сартабуткан	3	—	3 / 1	5 / 3	1—2 / 3	—	—	—	—	1 / 1	—	1 / 3	—	—	—	—	1 / 3	—	—	—	—	А. К. Касымов (1959)
Гипабиссальный	Темиркабук	1	3	5	5	3	—	—	—	3	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	1	—	Р. П. Бадалова (1962)
	Тиллятаг	1	1—2	4	5	2—3	—	2	—	2	1	—	—	—	—	—	1	4	Сл.	—	2—3	—	Те же
	Давлятходжа	1	1	5	5	1		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	»
	Карасай	1	1	5	5	1	—	—	—	4	2	3	2	—	—	—	—	3—4	—	—	—	—	»
	Кансайское	1	—	5	5	2	—	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	3—4	—	—	—	—	»
	Алтынказган	1	1—2	5—4	5	1	—	—	—	3	1—3	3	2	2—3	—	—	1—2	2—4	—	—	2	4	»
	Каракутанское	1	Сл.	3	5	1	—	—	—	3	1—2	2	2	—	—	—	—	2	—	—	—	—	И. Х. Хамрабаев (1958)
	Чармитан	1	1	5	5	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»
	Тамдыбулак	3	1—2 / 3	5 / 3	5 / 3	2—3 / 3	—	2 / 3	—	3—4 / 3	1 / 3	2 / 3	3—4 / 3	—	—	—	1 / 3	4 / 3	—	1 / 3	1 / 3	—	Р. П. Бадалова (1962)
	Мурунтауское	37	1—4 / 36	3—5 / 37	5 / 37	—	—	—	2—3 / 2	2—4 / 26	1—2 / 16	—	2—3 / 6	1—3 / 10	Сл.—1 / 4	2—4 / 13	—	—	1—2 / 2	—	—	—	П. Н. Нестерова, Р. П. Бадалова

Примечание. В числителе дана балльность, в знаменателе — число проб, в которых обнаружен данный элемент, дробные значения показывают процент содержания согласно полуколичественным спектральным определениям.

Сложность минералообразующих процессов обусловливает известные отклонения от данного ряда, выражающиеся в перемене мест и наличии или отсутствии отдельных минералов в золотоносных жилах. Однако последовательность: минералы висмута → теллуриды серебра и золота сохраняется. Для теллуридов она определяется сродством теллура с этими элементами, на что указывал еще В. В. Щербина (1956). В отложении теллуридов, кроме того, наблюдается постепенная смена сернистых соединений бессернистыми, подтверждающая приведенную эволюцию растворов.

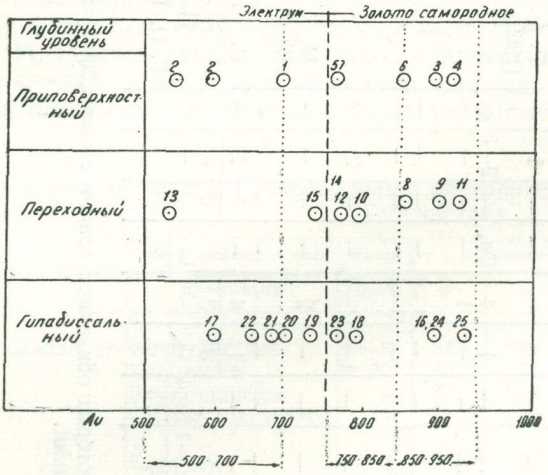


Рис. 75. Диаграмма распределения пробности золота по месторождениям и рудопроявлениям Узбекистана различных глубинных уровней.

Приповерхностные: *1*—Кызылалмасай, *2*—Чадак, *3*—Кочбулак, *4*—Бургунда, *5*—Каульда, *6*—Тамдыбулак, *7*—Акчасай. Переходные: *8*—Кальмакыр, *9*—Актурпак, *10*—Сартабуткан, *11*—Балыкты, 12—Бичанзор, *13*—Уразалы, *14*—Чармитан, *15*—Самарчук. Гипабиссальные: *16*—Мурунтау, *17*—Южный Бесапан, *18*—Каракутан, *19*—Кансай, *20*—Тиллятаг, *21*—Давлятходжа, *22*—Карасай, *23*—Алтынказган, *24*—Джамансай, *25*—Кокпатас.

При сравнении минералогии и геохимии золоторудных месторождений Узбекистана выявлены особенности семейств и формаций золоторудных полей, месторождений и рудопроявлений.

М. И. Моисеева высказала предположение о среднекарбоновом возрасте субвулканических золоторудных месторождений Кураминского хребта. Об этом свидетельствуют следующие факты. При изучении формации вторичных кварцитов в Чаткало-Кураминском регионе М. И. Моисеевой и В. П. Борискиным установлено, что формирование этих кварцитов связано с фумарольно-сольфатарной деятельностью, завершающей образование акчинской свиты. В Аксагате на кварциты накладывается ртутная минерализация, которая несет все следы ее генетической связи с кварцитами. В описанных выше золоторудных месторождениях и рудопроявлениях, локализующихся близ кварцитов, имеется редкая вкрапленность киновари; кроме того, примесь ртути установлена в самом золоте, сульфидах и сопровождающих минералах. Эта геохимическая связь золота с ртутью позволяет нам связывать их генетически и в соответствии с этим считать время образования золоторудных жил также среднекарбоновым.

Рудопроявления золота в Алмалыкском районе в наиболее чистом виде представлены в Сартабуткане, Актурпаке и Каульды. Минерализация их в главнейших чертах не отличается от минерализации субвулканических жил, и не исключено, что они одновозрастны.

Процесс формирования золоторудных полей Узбекистана весьма сложный и, как правило, многостадийный, а часто и многоэтапный. Образованию рудных жил предшествовало предрудное изменение вмещающих пород. Для месторождений и рудопроявлений, образующихся в условиях приповерхностных и переходных глубин среди эффузивов, характерны пропилитизация, охватившая большие площади, и околотрещинные изменения, имеющие важное значение в мобилизации веще-

ства для состава самих жил. В гипабиссальных месторождениях наблюдается образование кварц-альбитовых, кварц-микроклиновых, кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов и изменение, близкое к лиственитизации.

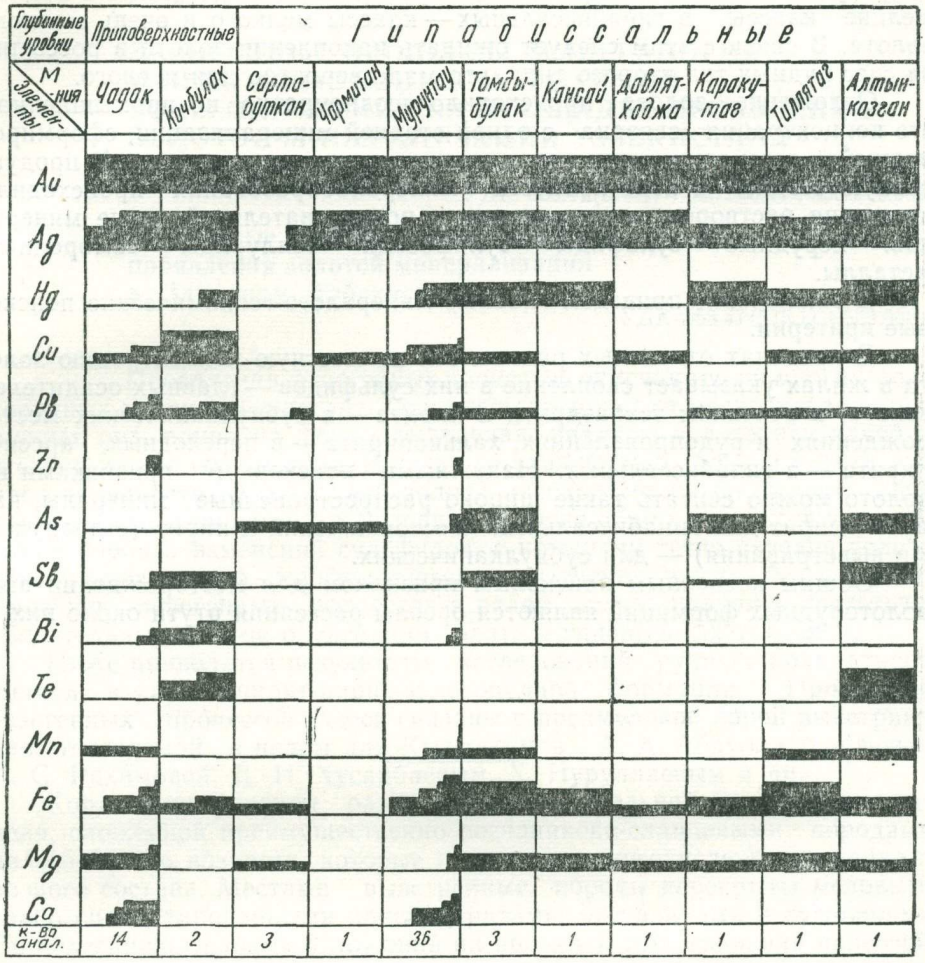


Рис. 76. Диаграмма сравнительного состава золота по данным спектральных анализов. По горизонтали даны частоты встречаемости в процентах, по вертикали—содержание в пятибалльной системе.

Во всех рудных полях, за исключением Кокпатасского, Бургундинского и Кальмакырского, ведущим жильным минералом является кварц, что вообще характерно для золоторудных месторождений и обусловлено, вероятно, совместным выносом золота и кремнезема в коллоидной форме из магматических очагов (Вернадский, 1959).

Кварц гипабиссальных, переходных и приповерхностных золоторудных образований заметно отличается в текстурно-структурном отношении.

Продуктивные парагенетические ассоциации месторождений и рудопроявлений неодинаковых глубинных уровней различаются по составу ведущих сульфидов. В переходных и гипабиссальных формациях золото

представлено самородной разностью, в приповерхностных — в заметном количестве и теллуридами.

Размеры выделений золота неодинаковы в разных формациях. В субвулканических и переходных преобладают пылевидные и весьма мелкие классы, в гипабиссальных — классы мелкого и очень мелкого золота. В связи с этим следует ожидать накопления золота в россыпях за счет рудных тел второго типа, что мало вероятно для первого.

Отложение золота происходило неоднократно, но промышленная его концентрация связана с одной стадией минерализации, сформировавшейся в середине или конце гидротермального процесса. В продуктивную стадию в ходе процесса минералообразования происходила эволюция растворов, выразившаяся в последовательной смене минералов: нерудные → сульфиды → сульфосоли → теллуриды → самородные металлы.

В заключение приведем главные минералого-геохимические поисковые критерии.

В пределах отдельных рудных тел на местную концентрацию золота в жилах указывает скопление в них сульфидов — главных осадителей золота, в основном тетраэдрита и пирита — в субвулканических месторождениях и рудопроявлениях, халькопирита — в переходных, арсенопирита — в гипабиссальных. Надежными поисковыми признаками на золото можно считать такие широко распространенные минералы, как арсенопирит для гипабиссальных месторождений и пирит (с продуктами выветривания) — для субвулканических.

Общим косвенным поисковым признаком для месторождений всех золоторудных формаций являются ореолы рассеяния ртути около них.

Глава III

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, МИНЕРАЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ НА ПЛОЩАДЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЗБЕКИСТАНА

УДК 553.41(575.1)+553.068.41+553:549.905.3

Экзогенные процессы на площадях проявления золотой минерализации в Западном Узбекистане

УДК 553.41(575.1)+553.068.41

Проявления экзогенных процессов отмечаются на многих золоторудных полях Узбекистана. Они очень затрудняют распознавание первичных руд, влияя на форму выделения, размеры золота и в какой-то степени на его содержание. В связи со сложностью доказательств распространенности гипергенного золота необходимо рассматривать поведение золота в гипергенных условиях на фоне общих процессов выветривания пород и изменений сульфидов, с которыми тесно связано золото. При исключительно морфологическом изучении золота, без широкого изучения экзогенных процессов в целом, нельзя получить достаточно убедительных фактов о миграции золота в гипергенных условиях.

Ниже приводятся результаты исследований рудного поля, относящегося к арсенопирит-пирит-золоторудной формации. Проявления экзогенных процессов здесь связаны с предмеловой корой выветривания, отмечаемой в целом для Кызылкумов А. А. Абдуллаходжаевым, Н. С. Рахимовой, Д. И. Хусанбаевым, Х. Нуруллаевым и др.

Кора выветривания развита на значительной площади рудного поля, сложенной преимущественно песчаниково-сланцевыми породами палеозойского возраста, которые прорваны многочисленными дайками разного состава. Местами выветренные породы перекрыты меловыми слабо сцементированными конгломератами, песчаниками и суглинками. По налеганию меловых отложений на продукты выветривания палеозойских пород можно считать, что кора выветривания формировалась в период от палеозоя до нижнего мела. Большинство исследователей полагает, что наиболее благоприятные условия для интенсивного развития процессов выветривания на территории Центральных Кызылкумов были с конца триаса до начала верхнего мела, когда спокойный тектонический режим, обусловивший пенепленизацию рельефа, сочетался с теплым влажным климатом. В это время кора выветривания значительной мощности образовалась на обширных выровненных площадях. На границе нижнего и верхнего мела территория постепенно опустилась и была затоплена мелководным озером.

На протяжении длительного времени формирования коры выветривания, характеризующегося спокойным тектоническим режимом, временами происходили поднятия небольшого размаха, влекущие за собой размыв продуктов выветривания, а возможно, и невыветрелых пород. В результате отдельные участки пенеплена к наступлению верхнемеловой трансгрессии оказались значительно расчлененными, о чем свидетельствует залегание меловых осадков на весьма различных гипсометрических уровнях.

После мелового периода, в кайнозое, территория Центральных Кызылкумов также претерпела сложную историю развития, преимущественно континентального характера, когда была снесена преобладающая часть меловых отложений и вскрыты продукты выветривания, связанные с древней поверхностью выветривания. При этом значительному размыву подверглась и кора выветривания, сформировавшаяся в домеловое время.

Сохранившиеся до настоящего времени выветрелые породы являются остатками древней коры выветривания, преимущественно нижних ее горизонтов. Этим объясняется сложное строение коры выветривания на рассматриваемом рудном поле. На участках меньшего эрозионного среза, в настоящее время более высоких, кора выветривания сохранилась лучше. Здесь отчетливо выражен площадной характер распространения продуктов выветривания и нормальный их профиль, в котором сильно выветрелые породы постепенно сменяются слабо выветрелыми и наконец невыветрелыми (рис. 77). Мощность продуктов выветривания на участках их площадного распространения колеблется в среднем от 10 до 50 *м*. В местах более интенсивного размыва коры выветривания наблюдается линейный характер ее распространения, выражающийся в расположении продуктов выветривания разных стадий на близких гипсометрических уровнях, частом их чередовании на небольших площадях, резкой смене слабо выветрелых пород сильно выветрелыми и наоборот и т. д. Мощность коры выветривания на таких участках составляет в основном 10—12 *м*, но по отдельным тектоническим нарушениям и зонам трещиноватости некоторые проявления процессов выветривания прослеживаются на глубину более 100 *м* (рис. 77).

Неравномерные мощности продуктов выветривания, характерные для участков линейного их распространения, отражают чрезвычайно неровную нижнюю границу коры выветривания, что обусловлено неодинаковой устойчивостью разных по составу пород к процессам выветривания. Среди пород песчаниково-сланцевой толщи кремнистые сланцы, образующие прослои разной мощности, обычно сохраняются невыветрелыми. Степень устойчивости даек зависит от их минерального состава, структурно-текстурных особенностей, трещиноватости и т. д. Дайки лампрофиров, особенно керсантитов, наименее устойчивы к процессам гипергенеза и в большинстве случаев оказываются более выветрелыми по сравнению со сланцами. Дайки порфиритов и диоритов, наоборот, отличаются относительно высокой устойчивостью и среди значительно выветрелых сланцев сохраняются практически невыветрелыми. По наименее устойчивым дайкам, отдельным прослоям в песчаниково-сланцевой толще, контактам пород резко различного состава, а также по тектоническим нарушениям процессы выветривания проникали на значительную глубину — происходило формирование отдельных «карманов» выветривания. В настоящее время на участках интенсивного размыва продуктов выветривания эти «карманы» выражаются в развитии сильно выветрелых пород среди слабо выветрелых или невыветрелых на небольших линейно вытянутых участках.

В строении продуктов выветривания как при площадном, так и при линейном их развитии отчетливо выделяются зоны трещиноватости, развитые в невыветрелых породах. Они проявляются в частом чередовании маломощных (до нескольких сантиметров) зонок невыветрелых пород и сильно выветрелых, превратившихся в пестроокрашенные структурные глины. Резко неравномерная степень выветривания пород в зонах трещиноватости обусловлена, вероятно, активной циркуляцией

в них подземных вод, частыми изменениями химического состава последних, а также смешиванием разных по составу вод.

Продукты древней коры выветривания, а иногда и невыветрелые породы, почти повсеместно несут следы более или менее интенсивного проявления процессов современного аридного выветривания, которое выражается в карбонатизации, образовании гипса и серы. К проявлению процессов современного выветривания можно отнести также некоторую дегидратацию продуктов древнего выветривания, выражающуюся в меньшем, по сравнению с обычными глинистыми продуктами выветривания, содержании гигроскопической воды. Процессы современного

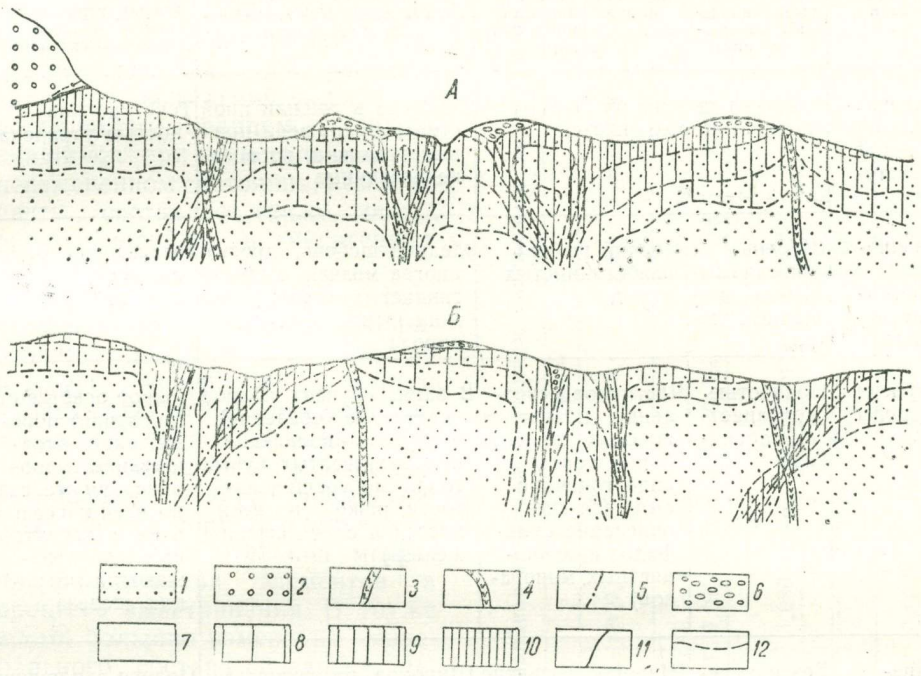


Рис. 77. Схематические разрезы коры выветривания на одном из золоторудных полей Западного Узбекистана.

А—участок относительно небольшого размыва коры выветривания. Виден площадной характер ее развития. *Б*—участок более интенсивного размыва коры выветривания. Отчетливо проявляется линейный характер строения. Породы, подвергшиеся выветриванию в предмеловое время: *1*—породы песчаниково-сланцевой толщи (нерасчлененные), *2*—кремнистые сланцы. *3*—дайки лампрофиров, *4*—дайки диоритовых порфиритов, *5*—тектонические нарушения, *6*—слабосцементированные конгломераты, песчаники, суглинки, перекрывающие кору выветривания (мелового возраста). Кора выветривания: *7*—породы, сохранившиеся невыветрелыми, *8*—дезинтегрированные породы, *9*—гидрослюдисто-гидрохлоритовые продукты выветривания, *10*—глинистые продукты выветривания, *11*—границы пород разного состава, *12*—границы пород стадийных продуктов выветривания.

выветривания наиболее широко развиты среди глинистых продуктов выветривания домелового возраста. Они в значительной степени затушевывают многие черты древнего выветривания в приповерхностных частях выветрелых пород и затрудняют их изучение. Несмотря на это среди продуктов выветривания песчаниково-сланцевых пород, представленных щебнистыми, сыпучими и плотными глинистыми образованиями, можно выделить разности, характеризующие основные стадии выветривания (табл. 46).

На рассматриваемой площади распространены в основном продукты выветривания первой и второй стадий. Структурные глины занимают значительно меньшую площадь, а продукты выветривания четвертой

стадии отмечаются только по отдельным тектоническим нарушениям и имеют сугубо локальное линейное распространение.

Наиболее характерный минерал глинистых продуктов выветривания — каолинит, присутствие которого свидетельствует, что во время

Таблица 46

Основные стадии изменения пород, слагающих золоторудное поле, при выветривании

Характерные признаки	Стадия			
	дезинтеграции (начало гидратации силикатов и выщелачивания)	гидрослюдисто-гидрохлоритовая (конец гидратации силикатов, выщелачивания и окисления)	формирования структурных глин (конечного выщелачивания и гидролиза)	образования бесструктурных глин (интенсивного окисления и конечного гидролиза)
Сохранение первичной текстуры	Текстура первичной породы полностью сохраняется		Текстура в той или иной степени нарушена при выветривании, но вполне различима	Текстура полностью утрачена
Физическое состояние породы	Щебень, иногда глыбы неизмененных пород	Мелкий щебень слабоглинистых пород	Мелкий щебень, дресва, иногда мелкая сыпучка глинистых пород; редко монолитная глинистая порода	Рыхлая или монолитная глинистая порода
Окраска породы	Полностью сохраняется первичная	Частичное осветление; появление красных, желтых, бурых тонов в виде точечной сыпи (за счет окисления сульфидов и темноцветных минералов)	В одних случаях полное осветление (обеление), в других — появление красных, желтых, бурых тонов по трещиноватости, реже — по всей массе (за счет миграции железа)	Полное осветление (обеление) породы, часто окрашивание гидроокислами железа по всей массе или в виде характерных зон, отражающих миграцию железа
Минеральный состав (в целом)	Без изменений; иногда появляются в небольшом количестве гидрослюды, гидрохлориты	Широкое развитие гипергенных гидрослюд, гидрохлоритов; появление глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита); сохранение неизмененных первичных минералов на 25—30%	Широкое развитие глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита); сохранение значительного количества гидрослюдистых минералов; первичные минералы — в виде реликтов	Полное замещение первичных минералов глинистыми; очень редкие реликты устойчивых первичных минералов
Поведение сульфидов	Частичное окисление	Полное окисление (замещение гидроокислами железа в виде крепких „бурых железняков“ или землистых охр)	Выщелачивание (образование пустот характерной формы, повторяющей форму кристаллов сульфидов)	Выполнение пустот натечными образованиями гидроокислов железа и другими гипергенными минералами

формирования коры выветривания климат был теплым и влажным. Возникновение монтмориллонита, галлуазита, бейделлита, встречающихся реже, чем каолинит, обусловлено особенностями минерального состава подверженных выветриванию пород.

В продуктах выветривания гидрослюдисто - гидрохлоритовой стадии широко распространена гидрослюда. В зоне структурных глин она присутствует также в большом количестве наряду с каолинитом — промежуточным продуктом превращения полевых шпатов.

В глинистых продуктах выветривания всегда имеется в значительном количестве кварц, образующий прожилки или скопления зерен. Судя по форме и характеру выделений наряду с остаточным кварцем, сохранившимся при выветривании в неизмененном состоянии, немалую часть составляет также кварц, образовавшийся в гипергенных условиях.

Относительно слабое распространение натечных образований гидроокислов железа и других минералов натечного происхождения среди продуктов выветривания, а также отчетливое сохранение в коре выветривания текстур невыветрелых пород свидетельствуют о довольно незначительной миграции большинства элементов в процессе выветривания. В то же время большие изменения минерального состава связаны с перераспределением многих элементов.

При сравнении химического состава сильно и слабо выветрелых сланцев (табл. 47) выявлено, что процесс выветривания в целом сопровождается выносом калия, натрия, кальция, магния (до 17% от первоначального веса). Двухвалентное железо окисляется и замещается трехвалентным. Количество SiO_2 незначительно уменьшается (примерно на 4% от первоначального веса). При этом выносится лишь кремнезем, находящийся в связанном состоянии (в основном—в составе полевых шпатов). Количество кремнезема, присутствующего в виде кварца, напротив, существенно увеличивается. Оче-

Таблица 47

Химический состав выветрелых кварцево-хлоритовых сланцев, слагающих золоторудное поле, г/см³

Породы	Окислы														
	SiO_2			Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO	CaO	MnO	MgO	K_2O+Na_2O	P_2O_5	$S_{общ}$	H_2O	CO_2	Σ
	свободн.	связан.	общий													
Слабо выветрелый сланец	0,049	1,311	1,360	0,467	0,053	0,205	0,026	0,080	—	0,182	0,157	0,007	0,004	0,074	0,035	2,650
Сильно выветрелый сланец	0,446	0,863	1,309	0,518	0,080	0,008	0,018	0,011	—	0,011	0,139	0,001	—	0,110	—	2,200
Вынос	—	0,448	0,051	—	—	0,202	0,008	0,69	—	0,171	0,018	0,006	0,004	—	0,035	0,450
Привнос	0,397	—	—	0,051	0,027	—	—	—	—	—	—	—	—	0,036	—	—

видно, значительная часть SiO_2, освобождающаяся при глубоком выветривании полевых шпатов, мигрирует и переотлагается в продуктах выветривания в виде гипергенного кварца.

Заметно увеличивается количество Al_2O_3, в связи с чем можно предполагать появление минералов свободного глинозема, пока еще не обнаруженных минералогическими исследованиями.

Среди минералов, имеющихся в составе невыветрелых пород, наиболее глубокому химическому изменению подвергаются сульфиды. Изучение этих изменений особенно важно, так как с ними связано золото.

Для процесса окисления пирита и арсенопирита намечается несколько стадий, четко увязывающихся с общими стадиями, выделенными для пород в целом.

В слабо выветрелых породах (стадия дезинтеграции) проявляется лишь начальная стадия окисления пирита, выражающаяся в замещении периферических частей его зерен гидроокислами железа, преимущественно гидрогетитом; центральные части зерен остаются неокисленными.

В гидрослюдисто-гидрохлоритовую стадию выветривания пирит полностью окисляется и замещается гидроокислами железа. Здесь можно выделить две стадии изменения пирита — более раннюю (псевдоморфную) и позднюю (преобразования псевдоморфоз). Псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту сложены обычно гетитом и гидрогетитом, количественные соотношения которых отражают степень проявления процессов дегидратации. Эти же процессы обусловливают возникновение многочисленных трещинок дегидратации, расположенных в основном радиально. Преобразование псевдоморфоз выражается в существенном замещении гидрогетита гетитом, образующим более крупные выделения, представленные игольчатыми кристаллами или зернами неправильной формы. При этом исчезают реликты первичной структуры пирита, отчетливо проявляющиеся в непреобразованных псевдоморфозах.

При дальнейшем выветривании пород, на стадии интенсивного гидролиза и образования глинистых минералов (формирование структурных глин), гидроокислы железа, заместившие пирит, полностью растворяются. На их месте образуются пустотки, обычно отчетливо сохраняющие форму выделений пирита.

В бесструктурных глинах (IV стадия выветривания) наблюдается выполнение пустоток, возникших при выщелачивании пирита, переотложенными гидроокислами железа, образующими иногда характерные колломорфные формы. Кроме того, на стенках пустот нередко наблюдаются кристаллики кварца, серы, гипса.

Последовательность стадий окисления пирита и последующих преобразований псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту, а также приуроченность этих стадий к общим стадиям выветривания иногда нарушается под воздействием разнообразных факторов, наиболее важный из которых — проницаемость пород, содержащих пирит, для циркулирующих по ним вод. В породах песчаниково-сланцевой толщи, где воды циркулируют относительно легко и равномерно, по всему объему породы наблюдается более или менее равномерное окисление сульфидов. Вкрапленности сульфидов в труднопроницаемых для вод кварцевых жилах окислены в разной степени, причем наибольшая степень окисления (и даже выщелачивание) наблюдается вблизи трещин, а в монолитных участках сохраняются неокисленные сульфиды. В то же время сульфиды, присутствующие в кварцевых жилах, часто оказываются окисленными интенсивнее, чем во вмещающих породах.

Очевидно, это объясняется тем, что кислые растворы, возникающие на ранних стадиях окисления сульфидов, в кварцевых жилах циркулируют ограниченно (по трещинам), не взаимодействуя с кварцем, так как он нейтрален ко многим реакциям. В песчаниково-сланцевых породах растворы быстро нейтрализуются, соприкасаясь с малоустойчивыми в гипергенных условиях минералами и изменяя их.

Арсенопирит по сравнению с пиритом в гипергенных условиях менее устойчив: окисление его происходит легче и быстрее, поэтому некоторые стадии, выделенные для пирита, при окислении арсенопирита не фиксируются. Обычно при окислении арсенопирит замещается питтицитом, представляющим тонкую смесь скородита и гидроокислов железа в разных количественных отношениях; а на более поздних стадиях окисления — полностью гидроокислами железа, поэтому дальнейшее преобразование псевдоморфоз происходит как у пирита.

Рудные зоны рассматриваемого золоторудного поля, представляющие собой участки пород с интенсивной вкрапленностью сульфидов, в приповерхностных частях образуют типичную зону окисления с широко распространенными ярозитом и гидроокислами железа (преимущественно гетитом и гидрогетитом), замещающими сульфиды.

В неокисленных рудах преобладающее количество золота связано с сульфидами, в которых оно находится в тонкодисперсном состоянии. Видимое золото обнаруживается чрезвычайно редко. В зоне гипергенеза основная масса золота также приурочена к окисленным сульфидам или минералам, замещающим сульфиды, но здесь микроскопически видимое золото встречается значительно чаще.

По характеру выделения золота в окисленных сульфидах, взаимоотношению его с определенными гипергенными минералами, а также неодинаковому поведению на разных стадиях окисления можно предположить, что при окислении сульфидов происходит растворение тонкодисперсного золота (а возможно, и микроскопического) и переотложение его, сопровождающееся укрупнением.

В начальную стадию окисления пирита золото присутствует в виде мельчайших изометричных выделений в плотных массах гидрогетита, замещающих пирит. Более крупные прожилковые выделения приурочены к трещинкам усыхания (рис. 78 А). В псевдоморфную стадию характер выделения золота не изменяется, но отмечается более четкая приуроченность его к трещинкам усыхания в гидрогетитовых образованиях и в связи с этим — более крупные размеры золотин (рис. 78 Б)

В преобразованных псевдоморфозах золото (рис. 78 В) наблюдается среди рыхлых или плотных масс гидрогетита в виде выделений преимущественно неправильной формы, иногда приближающейся к изометричной, редко — с прямолинейными ограничениями. Очень небольшая часть золота оказывается вне псевдоморфоз, располагаясь или на контакте псевдоморфозы с другими минералами, или в непосредственной близости от нее (рис. 74 Г).

Для ранних стадий окисления пирита характерно относительно небольшое укрупнение переотложенного золота (примерно на 1—3 порядка), поэтому значительная часть его имеет субмикроскопические размеры. На более поздних стадиях основная масса золота становится микроскопически видимой, средний размер золотин колеблется от 0,005 до 0,2—0,3 *мм*. Основное количество микроскопически видимого золота приурочено к рыхлым гетитовым образованиям по пириту, в гидрогетит-гетитовых агрегатах оно встречается значительно реже.

В процессе окисления арсенопирита укрупнение золота, по-видимому, менее существенно, что объясняется различиями в химизме окисле-

ния пирита и арсенопирита. Поэтому в продуктах окисления арсенопирита микроскопически видимое золото встречается значительно реже, чем в продуктах окисления пирита, хотя для арсенопирита характерны более высокие содержания золота.

При более глубоком выветривании пород, когда происходит выщелачивание окисленных сульфидов и выполнение образующихся пустот гипергенными минералами (преимущественно гидроокислами железа и ярозитом), что наиболее характерно для сульфидов, присутствующих

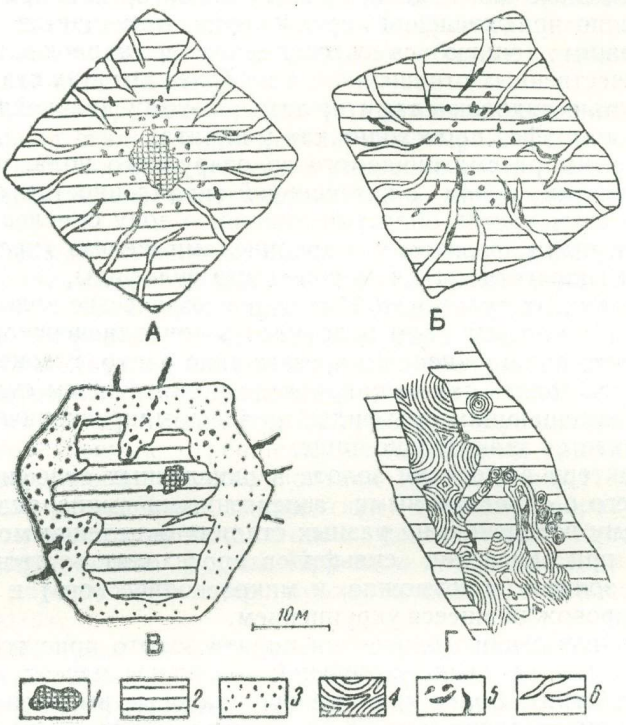


Рис. 78. Формы выделения золота на разных стадиях окисления пирита.

А – начальная стадия. Видна приуроченность золота к плотным образованиям гидрогетита и к трещинам усыхания в нем; *Б* – псевдоморфная стадия. Большая часть золота приурочена к трещинам усыхания гидрогетита; *В* – стадия преобразования псевдоморфоз. Значительная часть золота располагается вне псевдоморфоз; *Г* – золото в гетит-гидрогетитовом прожилке (на наиболее поздних стадиях преобразования пирита). *1* – неокисленный пирит, *2* – плотный гидрогетит, *3* – рыхлый гидрогетит, *4* – колломорфный гетит, *5* – золото, *6* – трещинки усыхания.

в кварцевых жилах, значительно чаще наблюдается перенос золота и отложение его вне псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту. В таких случаях золото приурочено к трещинкам, открывающимся в пустотки от выщелачивания сульфидов или пересекающим их. При этом оно почти всегда находится в тесной ассоциации с ярозитом или гидроокислами железа, имеющими большей частью колломорфное строение.

Установлено, что дальность переноса золота растворами в зоне окисления в целом невелика и зависит от проницаемости пород, содержащих сульфиды. В более проницаемых осадочных породах золото мигрирует на несколько сантиметров, в слабопроницаемых кварцевых жилах — на несколько десятков сантиметров (по трещинкам).

Изучение формы выделений золота в окисленных тонковкрапленных пирит-арсенопиритовых рудах представляет большой интерес при выяснении характера его поведения в процессе окисления. Наблюдения показывают, что наиболее распространены мелкие (1,0—1,5 *мк*) выделения изометричной формы, неравномерно рассеянные по всей массе плотного гидрогетита, несколько меньше — удлиненные и прожилковидные выделения размером от 1,0 до 35 *мк*, располагающиеся всегда в трещинках усыхания гидрогетита. Реже других встречаются золотины неправильной формы, иногда с прямолинейными ограничениями (7—15 *мк*).

Таким образом, подавляющая масса золота в окисленных рудах находится в псевдоморфозах гипергенных минералов, образовавшихся по пириту и арсенопириту.

На основании изучения поведения золота в условиях гипергенеза на примере коры выветривания рудного поля пирит-арсенопирит-золоторудной формации можно сделать несколько выводов.

1. По тесной связи золота в зоне окисления с гипергенными минералами, приуроченности его к трещинкам усыхания в гидрогетите, неодинаковому характеру выделений на разных стадиях окисления предполагаются вторичный характер и переотложение золота в гипергенных условиях.

2. Вследствие слабой миграции золота в зоне окисления арсенопирит-пиритовых руд зона вторичного обогащения здесь не образуется. Содержания золота в зоне окисления близки к содержаниям в неокисленных рудах. Поэтому по окисленным рудам можно судить и об оруденении на глубине.

3. Золото из окисленных руд извлекается легче, чем из неокисленных, благодаря не только его укрупнению, но и приуроченности к трещинкам усыхания в псевдоморфозах гидроокислов железа по пириту, что делает его легко доступным для цианистых растворов.

Минералогия и некоторые вопросы геохимии зоны окисления золоторудных месторождений Узбекистана

УДК 553.41(575.1)+553.061.16+553:549.905.3

Огромный материал по новообразованиям зоны окисления обобщен в известной монографии С. С. Смирнова (1955). В результате дальнейших исследований зоны гипергенеза в различных районах СССР накоплен новый большой фактический материал, а также чрезвычайно интересные данные по отдельным вопросам минералогии и геохимии вторичных образований. Выявлены специфические особенности зоны окисления как отдельных месторождений, так и целых рудных регионов Советского Союза (Альбов, 1952, 1955, 1960; Чухров, 1947, 1951, 1955; Шадлун, 1948; Герман-Русакова, 1962; Крейтер, 1948, 1958 и др.). При этом в какой-то степени решены вопросы новообразований, обусловленных характером первоначального оруденения, влиянием климатического фактора, уровнем грунтовых вод, структурными особенностями месторождений или рудопроявлений и т. д.

Специальные минералого-геохимические исследования зоны окисления золоторудных месторождений Узбекистана, несмотря на их важность, до 1950 г. почти не проводились. Исключение составляют выполненная в середине тридцатых годов кандидатская диссертация А. В. Пуркина по минералогии зоны окисления, а также работа М. И. Моисеевой по упорно-обогатимым рудам месторождения Кальмакыр. Некоторые сведения о вещественном составе зоны окисления месторождений

Западного Узбекистана имеются в работе И. Х. Хамрабаева (1958). Позже опубликованы данные по минералогии и геохимии зоны окисления свинцово-цинкового месторождения Кургашинкан (Голованов, 1960, 1965) и золоторудного проявления Сартабуткан (Касымов, 1961). В ряде статей охарактеризованы геохимические особенности золота и некоторые минералы зоны окисления отдельных золоторудных месторождений Западного Узбекистана (Хамрабаев, Бадалова, 1964, 1966; Касымов, 1963, 1965, 1966). Некоторые сведения о поведении селена и теллура в зоне окисления рудопроявлений Центральных Кызылкумов имеются в статье С. Рузматова (1966). Этими работами исчерпываются опубликованные данные по зоне окисления золоторудных и других месторождений Узбекистана.

В настоящее время вопросами минералогии и геохимии золоторудных месторождений Узбекистана занимаются (в разной степени) С. Т. Бадалов, А. А. Малахов, Н. В. Петровская, М. И. Моисеева, Р. П. Бадалова, А. К. Касымов, И. К. Брагин, Х. Р. Рахматуллаев, С. Я. Клемперт, Э. А. Маркова, Г. М. Чеботарев, Н. П. Нестерова, И. Х. Хамрабаев, А. М. Гаврилов и др.

В данном разделе отражены результаты исследований минералов зоны окисления гипабиссальных (Кокпатас, Мурунтау, Тамдыбулак и др.), переходных (Сартабуткан) и субвулканических (Чадак) золоторудных проявлений Узбекистана (табл. 48). Сведения, приводимые в этой таблице, основаны на материалах А. К. Касымова по Кокпатасу и Сартабуткану и М. И. Моисеевой — по Чадаку.

Зона окисления выражена по-разному в зависимости от степени сульфидности руд, в одних она развита интенсивно (Сартабуткан, Кокпатас и др.), в других слабо (Мурунтау и др.). Ниже мы описываем парагенные с золотом и генетически интересные минералы этой зоны.

Скородит — характерный минерал зоны окисления золоторудных гипабиссальных месторождений Западного Узбекистана. Ни в одном из подобных месторождений Восточного Узбекистана с достоверностью не установлен. Встречается в виде плотных колломорфных и рыхлых до землистых образований. Плотные разности обычно светло-зеленого цвета, а рыхлые — коричневого различных оттенков.

Минерал развивается путем замещения арсенопирита в такой последовательности: арсенопирит → скородит → питтицит → гидроокислы железа. В основном ассоциирует с этими минералами, а также с ярозитом и гипсом. Количество скородита в зоне окисления ограничено исходным содержанием арсенопирита в первичной руде. В Мурунтау и Тамдыбулаке его больше, чем в Кокпатасе, где он является относительно редким минералом, по крайней мере в приповерхностных частях зоны окисления.

В светло-зеленых скородитах из Мурунтау спектральным анализом нами обнаружены Mo, Cu, Mn. На относительную чистоту скородитов из золоторудных месторождений Западного Узбекистана и присутствие в них золота указывали мы, а также Р. П. Бадалова. Пробирным анализом в пробе с видимым золотом из этого же месторождения установлены Au — 88,8 *г/т* и Ag—22,8 *г/т* (табл. 49). Возможно, этот минерал близок к питтициту.

Питтицит — минерал неопределенного состава. По А. Г. Бетехтину, он представляет собой смесь скородита с гидроокислами железа, а по Х. Штрунцу, вероятный состав его — $Fe^{III}_{20}[(OH_{24}\ I\ (AsO_4, PO_4, SO_4)_{13}].9H_2O$. Образуется в средних стадиях замещения арсенопирита и сам переходит в гидроокислы железа, т. е. неустойчив в поздних условиях зоны окисления.

По данным Р. П. Бадаловой, питтициты различных золоторудных месторождений Западного Узбекистана характеризуются бурым (с оттенком) цветом плотных и землистых разновидностей, низкой твер-

Таблица 48

Минеральный состав зон гипергенеза гипабиссальных (Кокпатас), переходных (Сартабуткан) и приповерхностных (Чадак) золоторудных месторождений Узбекистана (по А. К. Касымову)

Степень распространенности минералов	Кокпатас		Сартабуткан		Чадак	
	стадии гипергенеза					
	ранняя	поздняя	ранняя	поздняя	ранняя	поздняя
Основные	Гетит, гидрогетит, золото самородное	Гематит, гипс	Гетит, гидрогетит, золото самородное	Гематит	Гетит, гидрогетит, лепидокрокит, золото самородное	
Второстепенные	Ярозит, скородит, алунит	Мартит, каолин, малахит, халцедон, гидрослюды, хромпикотит, манганокальцит, ромеит, гидроромеит, сера самородная, валентинит	Вульфенит	Мартит, церуссит, халцедон	Ковеллин, вульфенит, англезит	Пиролюзит, сапонит, церуссит
Редкие	Серебро, тодорокит, борнит, халькозин, ковеллин, питтицит, левигит	Коннеллит, атакамит, галлуазит, кварц, барит, тинтикит, цириловит, апатит, вавеллит, гидроксилапатит, гудмундит (?), пиролюзит, флюорит, лепидокрокит, опал, кераргирит	Ярозит, Pb-ярозит, коронодит, гаусманит, серебро самородное, миметезит, англезит, борнит, халькозин, ковеллин, прустит, фрейбергит	Малахит, хризоколла, каламин, бирюза, пиролюзит, псиломелан, гизингерит, биверит, каолин, азурит (?), асболан, баритоцелестин, сера самородная, нонтронит, бейделлит, галлуазит, аурихальцит, опал	Алунит, аргентит, серебро, смитсонит, борнит, халькозин	Каолин, нонтронит, кераргирит, каламин, аурихальцит, самородная медь, малахит, азурит, хризоколла

Примечание. Подчеркнуты названия описываемых ниже минералов.

достью, сильными внутренними рефлексами (в воздухе и с иммерсией); в отраженном свете он темно-серого цвета с сиреневато-синим оттенком, изотропный, с более низкой , чем у гидроокислов железа, отражательной способностью; в питтиците из Мурунтау установлены высокие содержа-

ния золота, Тамдыбулака — низкие. Отношения золота к серебру различные (табл. 49).

Ярозит, особенно его натриевая разность, относится к числу постоянных и характерных минералов зоны окисления золоторудных месторождений Узбекистана. И. Х. Хамрабаев (1958), впервые описавший ярозиты Центральных Кызылкумов, указывает на характерную ассоциацию этого минерала с гематитом, алунитом, галлуазитом, водными сульфатами, фосфатами меди в зоне гипергенеза этого района. Данные по ярозитам зоны окисления Алмалыкского рудного поля опубликованы М. И. Моисеевой (1959) и И. М. Головановым (1960).

Изученные нами ярозиты Кокпатаса, Тасказгана, Аджрыкты, Тескудука и других рудопроявлений Центральных Кызылкумов почти исключительно представлены натроярозитами. Они встречаются здесь

Таблица 49

Золотоносность гипергенных минералов в золоторудных полях Узбекистана

Минералы	Количество анализов	Содержание, г/т						Рудные поля месторождений и рудопроявления
		максимальное		минимальное		среднее		
		Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	
Гидроокислы железа	2	10	24	4,0	17,0	7,0	21,5	Кокпатас, центральный участок
	13	78,0	182,0	0,00	0,00	29,7	28,9	Кокпатас, южный участок
	7	900,0	240,0	8,0	0,00	302,8	76,0	Мурунтау
	10	19,5	6,0	3,5	0,0	8,75	1,45	Кальмакыр
	2	82,0	96,0	80,0	84,0	80,0	80,0	Сартабуткан*
	7	182,0	8,8	0,2	0,2	31,8	3,4	Кокпатас*
	2	2,0	17,8	0,00	8,1	1,0	12,9	Бессапан*
	1	0,00	2,0	0,00	0,00	0,00	1,0	Тескудук*
Ярозит	11	292,0	70,0	4,0	0,0	83,6	8,0	Мурунтау
	2	24,0	4,0	8,0	—	12,0	2,0	Кокпатас
Натроярозит	1	0,00	0,7					Кокпатас*
Питтицит	1	344,0	244,0					Мурунтау
	1	4,24	24—108					Тамдыбулак
	1	251,6	25,6					Мурунтау
Скородит	2	40,0	20,0	16,0	8,0	28,0	14,0	Мурунтау
	1	88,8	22,8					Мурунтау*
	2	240,0	2764,0	120,0	1381,0	180,0	2072,5	Каракутан**

Примечание. *— анализы по данным А. К. Касымова, **— Г. П. Чеботаревой, остальные — по Р. П. Бадаловой.

в виде плотных охристых образований и мелких кристаллов. При внимательном рассмотрении пустоток плотных гидроокислов железа на их поверхности иногда можно обнаружить скопления кристаллов натроярозита различных коричневых оттенков. В Кокпатасе, кроме того, в ассоциации рыхлого кварца, вторичных медных минералов и т. д. устанавливаются мелкие желтоватые кристаллические его разности. Землистые и плотные образования натроярозита, за исключением Кокпатаса, встречаются довольно редко. В Кокпатасе, в канаве 11 и вокруг нее, под зоной ожелезнения вскрыты плотные горчичного цвета скопления натроярозита мощностью в несколько метров. Кристаллические разности встречаются в виде кучных обособлений и сростков. Кристаллы редко достигают нескольких миллиметров, они хорошо ограничены — комбина-

ция двух ромбоэдров с пинакоидом (рис. 79 *а*). Наблюдаются двойники по 1010. Под микроскопом винно-коричневым натроярозит из Кокпатаса про-

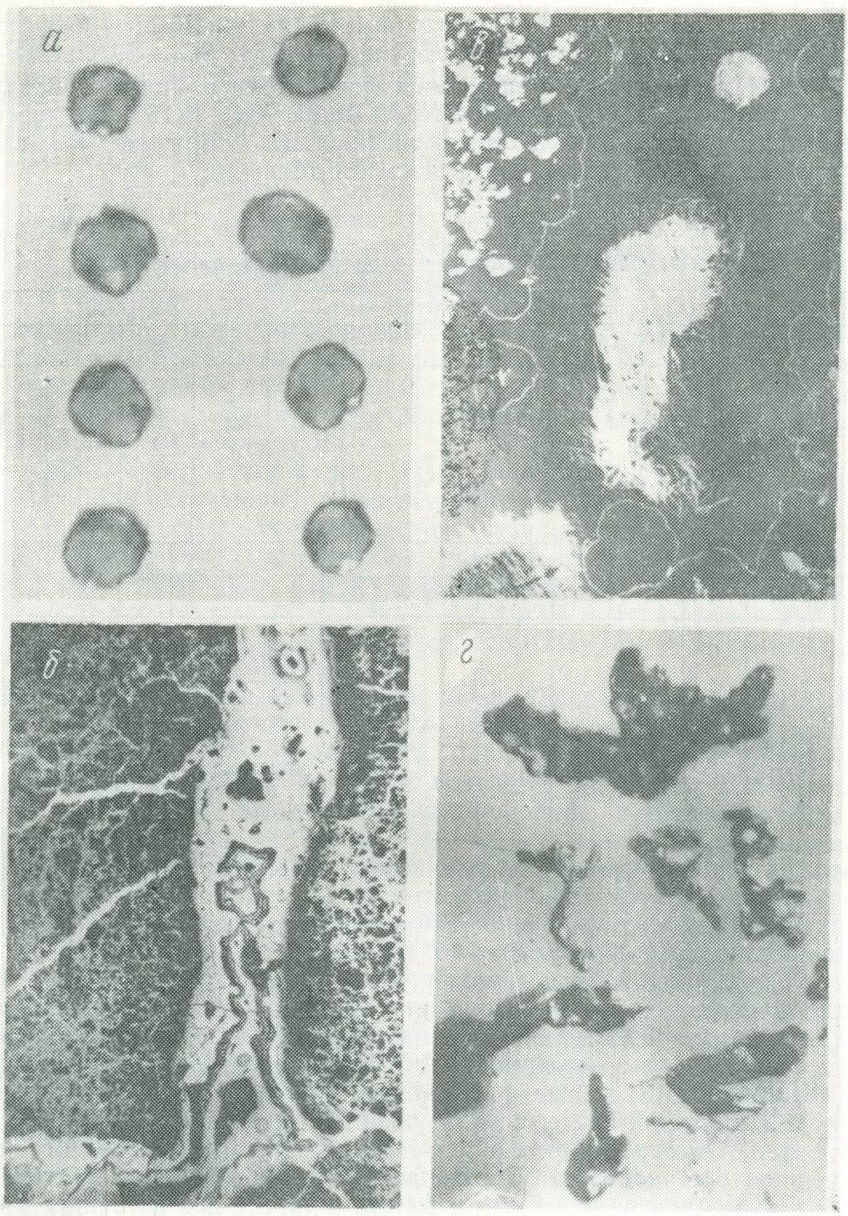


Рис. 79. Минералы из зон выветривания золоторудных жил.

а—кристаллы гипергенного натроярозита из Кокпатаса; *б*—колломорфные зональные выделения гематита; *в*—игольчатые выделения гематита из Кокпатаса; *г*—различные формы выделения самородного золота из Сартабуткана. Бинокулярная лупа×32.

зрачен, желтоватых оттенков, плеохроирует от светло-желтого по Ne до ярко-желтого по No; показатели преломления: No > 1,780, Ne < 1,737, одноосный, отрицательный. Удельный вес — 3,19. Примеси химических элементов в натроярозитах из Центральных Кызылкумов даны в табл. 50.

Кристаллические натроярозиты элементов-примесей содержат

меньше, чем плотные. Характерно отсутствие мышьяка в анализированных натроярозитах, на постоянное присутствие которого в ярозитах золоторудных месторождений Узбекистана указывает Р. П. Бадалова. В плотном натроярозите из Кокпатаса химическим анализом обнаружены P_2O_5—1,5%; Na_2O,—5,06; K_2O—1,87; Fe_2O_3—48,11; SO_3—29,92; SiO_2—1,17 и $H_2O^{\pm}$—12,20; методом пламенной фотометрии в чистом кристаллическом натроярозите установлены Na_2O—5,23; K_2O—0,73. Интересно наличие фосфора. Принадлежность исследованных образцов к натроярозиту подтверждена рентгенометрическими данными.

Таблица 50

Состав натроярозита (данные спектрального анализа)

Элементы и их интенсивность												
Si	Al	Ca	Na	K	Fe	Mg	P	Ba	Sr	Mn	V	Ti
3	2	2	5	—	5	2	—	1	1	1	—	—
5	3	3	3	3	5	1	4	2	2	2	—	3
4	3	3	5	—	5	2	—	—	1	2	—	—
4	4	3	5	5	5	3	—	2	1	2	1—2	—

Элементы и их интенсивность										Место взятия
Cr	Ag	Cu	Pb	Zn	Ni	Sb	Mo	Be	Ga	
—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	Кокпатас, прозр. винно-коричн. кристаллики
3	Сл.	1	1	2	1	2—3	—	Сл.	—	Кокпатас, плотные образования горчичного цвета
—	—	1	1	2	—	—	—	—	—	Аджрыкты, мутные коричн. кристаллы
2	—	2	—	2	—	—	1	—	Сл.	Тасказган, коричневые кристаллы

Ярозиты и их натриевые разности некоторых месторождений отличаются значительным содержанием благородных металлов. В плотном натроярозите из зоны окисления свинцово-цинкового месторождения Кургашинкан установлено 48 *г/т* золота и 272 *г/т* серебра (Голованов, 1960). В ярозите из Каракутана и Тамдыбулака, по данным Р. П. Бадаловой, содержание золота достигает первого десятка граммов, в Мурунтау—от 4 до 292 *г/т*. По нашим данным, в плотном натроярозите из Кокпатаса золото отсутствует, а серебра содержится 0,7 *г/т*. Натроярозиты зоны окисления Блявы (Шадлун, 1948) также не содержат золота. Очевидно, они кристаллизуются в кислой среде, и образующийся при этом сульфат окиси железа способствует растворению и миграции золота. Установлено, что пириты Кокпатаса содержат 4 *г/т* золота и 1 *г/т* серебра (Касымов, 1963). Возможно, низкое содержание золота в пирите как источнике вторичного золота и низкие значения кислотности среды являются причиной отсутствия ощутимых концентраций золота в натроярозитах Кокпатаса.

Среди натроярозитов месторождений Центральных Кызылкумов выделяются две генерации. Наиболее отчетливо это наблюдается в Кокпатасе. К первой относятся плотные натроярозиты горчичного цвета, образовавшиеся при замещении пирита и залегающие непосредственно под зоной развития гидроокислов железа; ко второй — превосходно ограненные кристаллы, сосредоточенные в пустотах гидроокислов железа и образовавшиеся за счет самостоятельной кристаллизации в более позд-

них условиях зоны гипергенеза. Возникновению подобных благоприятных условий могли способствовать постепенный и повторяющийся процесс окисления пирита или возможные колебания гидрохимического уровня, захватывающие свежие, не затронутые вторичными изменениями участки.

В парагенетической ассоциации с натроярозитом в месторождениях Центральных Кызылкумов встречаются гетит, гидрогетит, гематит, тинтикит, цириловит, прозрачный супергенный кварц (прожилки и гнезда в плотных гидроокислах железа), алунит, гипс, а в случае присутствия натроярозита в кавернозном кварце — фуксит. Представления Ф. В. Чухрова (1951) о преобладании натроярозита над калиевым ярозитом на территории СССР подтверждаются данными по Сартабуткану и месторождениям Западного Узбекистана. Вероятно, это справедливо для всей территории республики. И. М. Голованов (1960) считает, что в зоне окисления свинцово-цинкового месторождения Кургашинкан, входящего в Алмалыкскую группу месторождений, несмотря на некоторый недостаток калия и избыток натрия в природных системах начиная от магматических до супергенных образований, преобладают калиевые и калиево-натриевые ярозиты.

Гидроокислы железа (гетит, гидрогетит, гематит и лепидокрокит) — наиболее широко развитые минералы зоны окисления золоторудных и сульфидных месторождений и рудопроявлений Узбекистана. Количество их зависит от степени сульфидности первичных руд. В отдельных месторождениях, например, в Центральном участке Кокпатаса, Тамдыбулака и некоторых участках Мурунтау и Тескудука, гидроокислы железа развиты настолько широко, что их можно отнести к образованиям типа железной шляпы.

В золото-сульфидных месторождениях Узбекистана гидроокислы железа тесно ассоциируют с ярозитом, скородитом, гипсом, англезитом, церусситом и т. д. Они образовались при нейтральных условиях зоны окисления. Встречаются в виде охр, натечных образований, псевдоморфоз по сульфидам, агрегатов, тонкоигольчатых и тонкопластинчатых скоплений в различных пустотках и на друзах кварца. Широко развиты их плотные разности. Цвет желтый, красный, бурый различных оттенков. Взаимоотношения гидроокислов железа, их структурно-текстурные особенности показаны на рис. 79 *б* и 79 *в*.

Комплексные исследования (термический и рентгенометрические анализы, а также изучение аншлифов) свидетельствуют о том, что гидроокислы железа во всех золото-сульфидных месторождениях Узбекистана представлены в основном гетитом и гидрогетитом. В значительно меньшей степени развиты гематит и лепидокрокит.

Многочисленными спектральными анализами в гидроокислах железа установлены мышьяк, медь, цинк, свинец, сурьма, молибден, титан, хром, кобальт, никель, ванадий, иногда стронций, олово. Содержание их в разных месторождениях различное. Так, количество мышьяка в гидроокислах железа из золото-сульфидных месторожедний Западного Узбекистана составляет от десятых долей до одного процента; в гидроокислах железа из золоторудных месторождений Восточного Узбекистана мышьяка нет или он присутствует в тысячных долях процента. По данным И. Х. Хамрабаева, в гидроокислах железа из Тескудука отмечены повышенные концентрации цинка.

Пробирными анализами гидроокислов железа выявлены значительные колебания в них количества золота и серебра. Максимальные содержания золота обнаружены в гидроокислах железа из Мурунтау, минимальные — в Кокпатасе, Сартабуткане и Кальмакыре (табл. 49). В некоторых разновидностях золото и серебро отсутствуют или обнаружены

в незначительном количестве. Подобное резкое различие в содержании золота даже в пределах одного месторождения, вероятно, следует отнести за счет неравномерности его содержания в первичных рудах и различной интенсивности выщелачивания из зоны окисления.

Самородное золото установлено в зонах окисления всех золотосульфидных месторождений как Западного, так и Восточного Узбекистана. Цвет гипергенного золота — ярко-желтый с красноватым оттенком.

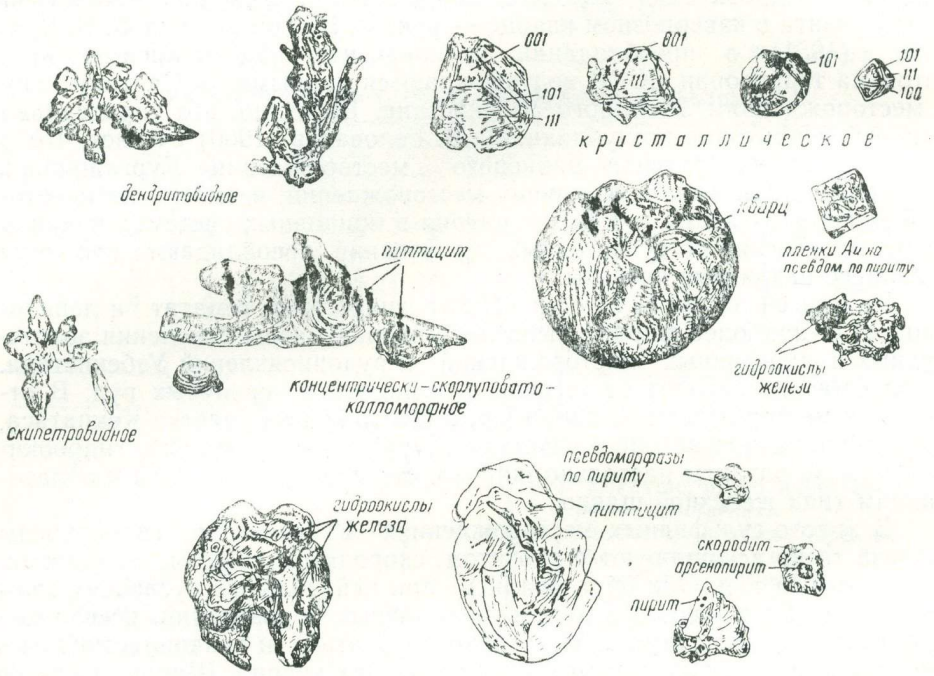
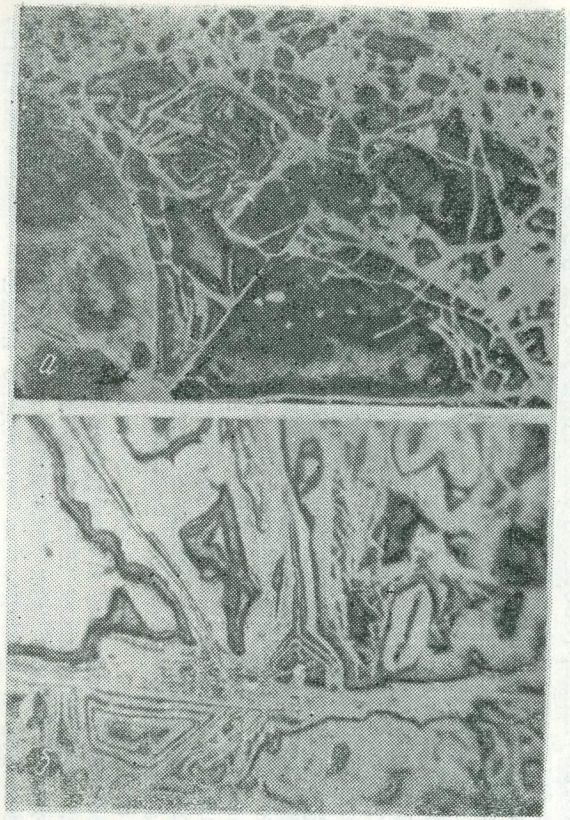


Рис. 80. Формы гипергенного золота и срастания его с гипергенными минералами из золоторудных месторождений Западного Узбекистана (по Бадаловой, 1964).

Гипергенное золото представлено тончайшими пленками, колломорфными образованиями, дендритами и мелкими (до 1 *мм*) кристаллами. Последние, по данным Р. П. Бадаловой (1964) и отчасти нашим (И. Х. Хамрабаев и др., 1965), представлены октаэдрами, двойниками октаэдров, срастающихся вершинами, или гранями, комбинациями из октаэдра и куба, из ромбододекаэдра, октаэдра и куба (рис. 80).

Тончайшие пленки, колломорфные и дендритовидные выделения гипергенного золота отлагаются на поверхности плотных гидроокислов железа (рис. 79 *г*, 81 *а* и 81 *б*). В Кокпатасе и Сартабуткане наблюдались случаи, когда выделения гипергенного золота негативно повторяют структурные особенности строения колломорфных масс гидроокислов железа. При микроскопическом изучении иногда отмечается более высокопробная каемка вокруг выделений супергенного самородного золота. Это же отмечает Р. П. Бадалова (1964) для Мурунтау, Южного Бессапана, Тамдыбулака, Коксая и др., М. И. Моисеева (1964) — для Чадакской группы. Гипергенное золото отличается от первичного относительной чистотой; из элементов-примесей в нем установлено серебро (в незначительном количестве). Ртуть, сопровождающая гипогенное золото, в гипергенном отсутствует (например, в Мурунтау и др.).



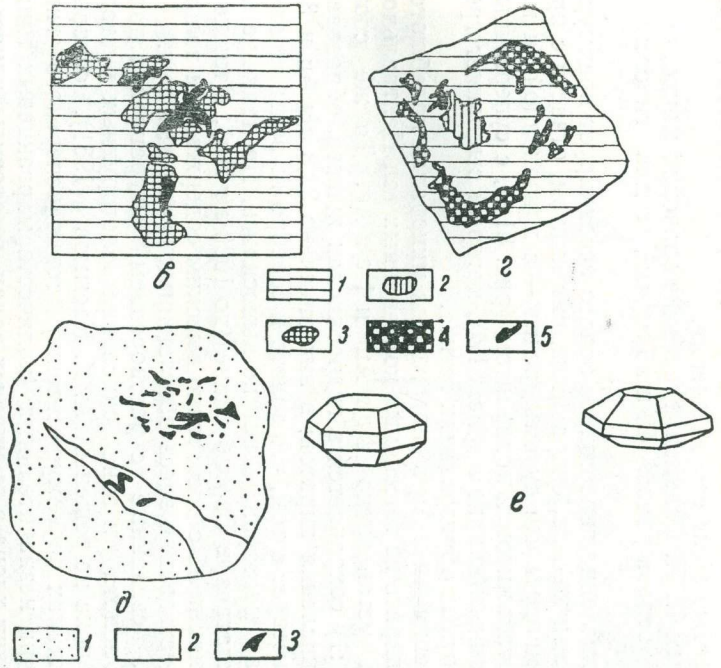


Рис. 81. Минералы из зон выветривания золоторудных жил.

а—гипергенное золото (белое) в гетите (серое); *б*—гипергенное золото (белое) в гидроокислах железа; *в*—взаимоотношения гипергенного золота с малахитом. Кокпатас, х 50. *1*—кварц, *3*—малахит, *5*—золото; *г*—взаимоотношение гипергенного золота с коннелитом и атакамитом. Кокпатас, х 50. *1*—кварц, *2*—атакамит, *3*—малахит, *4*—коннелит, *5*—золото; *д*—выделение гипергенного золота в гетите и супергенном кварце. Кокпатас. *1*—гетит, *2*—кварц, *3*—золото; *е*—кристаллы супергенного апатита из Кокпатаса.

Впервые для Узбекистана (Сартабуткан) гипергенное золото с пробностью 1000‰ обнаружено нами (Касымов, 1959), позже — Р. П. Бадаловой в Мурунтау. В гипергенном золоте из Кокпатаса нами установлена пробность 952 и 965‰, а Г. П. Чеботаревой для Каракутана — 744 (среднее из двух проб). Такая низкая пробность гипергенного золота этого месторождения, вероятно, объясняется недостаточной проработанностью зоны его окисления.

По данным Р. П. Бадаловой, средние значения микротвердости для гипергенного золота равны 48 и 56 *кг/мм*^{2}, а для гипогенного — 52 и 62 *кг/мм*^{2}.

В зоне окисления гипергенное золото ассоциирует преимущественно с гидроокислами железа, скородитом, питтицитом, отчасти с ярозитом и вторичными минералами сурьмы, редко — с хризоколлой и малахитом (рис. 81 *в*), атакамитом и коннелитом (рис. 81 *г*), с супергенным, совершенно прозрачным кварцем (рис. 81 *д*), который выполняет трещинки и пустоты в плотных образованиях гетита.

Соотношения Au и Ag в гипергенных минералах колеблются от 1 : 1 до 1 : 700. В пирите из массивных колчеданных тел Центрального участка Кокпатаса установлено 4 *г/т* Au и 1 *г/т* Ag. То же соотношение (Au : Ag = 4 :1) сохраняется в гидроокислах железа, образовавшихся в результате окисления пиритов; в них отмечено 31,8 *г/т* Au и 3,4 *г/т* Ag. Это свидетельствует о том, что золото и серебро из зоны окисления данного участка месторождения не выносились. По наличию на других участках Кокпатаса, в Сартабуткане (до 1000 *г/т* Au), а также в других месторождениях проб с достаточно высоким содержанием золота можно судить о существовании здесь обогащенных первичных руд.

Вопросы, связанные с растворением, миграцией и дальнейшим осаждением золота в зоне окисления золоторудных месторождений Узбекистана, пока не решены. А. К. Касымов (1961), основываясь на развитии в жилах преимущественно тонкодисперсного гипогенного золота, наличии незначительных количеств марганцевых минералов в них, присутствии хлора в рудничных водах и малосульфидности первичных руд Сартабуткана, говорит о миграции золота в этом месторождении при помощи коллоидных образований, не исключая возможности его миграции в хлоридной и сульфатной форме. Р. П. Бадалова считает, что в умеренно-и малосульфидных золоторудных месторождениях Узбекистана преобладает химическая миграция в сульфатной и хлоридной формах. Она же допускает и механическую миграцию во всех золоторудных формациях Узбекистана. Коллоидная форма миграции золота в зоне окисления золоторудных месторождений республики, по нашему мнению, вполне возможна, о чем свидетельствуют значительное обогащение золотом колломорфных выделений гидроокислов железа в зоне гипергенеза золоторудных месторождений (Сартабуткан, Кокпатас); широкое развитие коллоидных образований в зоне окисления рассматриваемых месторождений; отсутствие зоны вторичного обогащения в Сартабуткане (Касымов, 1959); отсутствие равномерно обогащенных участков на определенных уровнях конкретных объектов. Вероятно, подобная картина наблюдается и в других месторождениях.

Кроме описанных минералов, обнаружены генетически редкие, в том числе еще не описанные в Советском Союзе: тинтикит (Касымов, 1963), цириловит (Касымов, 1966), церулеолактит, коннеллит и халькофанит. Краткое описание трех последних, а также апатита, гидроксилапатита, вавеллита и франколита приведено ниже.

Супергенный а п а т и т встречен в зоне окисления Кокпатаса в виде хорошо ограненных кристаллов в пустотках плотных гидроокислов железа. Они прозрачны, покрыты мутновато-белой пленкой, со стеклянным

блеском, слегка чертятся стальной иглой. Удельный вес — 3,22. Кристаллы образованы комбинацией призмы (1010), дипирамиды (1011) и пинакоида (0001) (рис. 81 *е*). Отмечены закономерные срастания, сдвойникованные по плоскости (1010). Мутновато-белая пленка не покрывает поверхность грани призмы, что создает впечатление зональности в росте кристаллов.

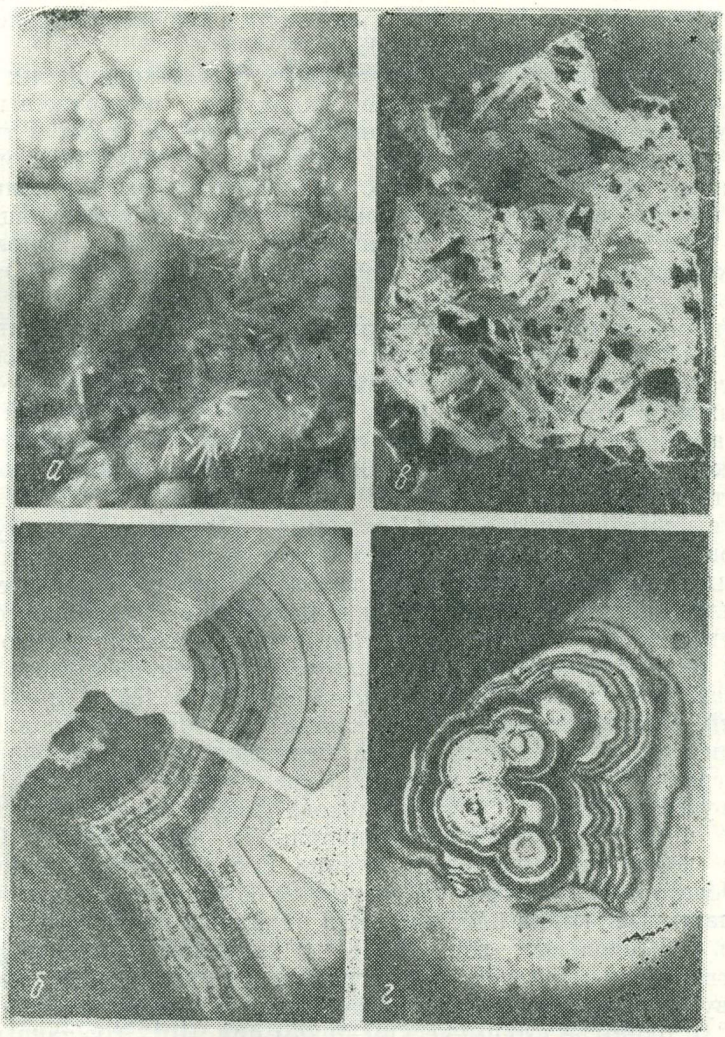


Рис. 82. Гипергенные минералы золоторудных жил.

а—натечные выделения дернита с развивающимися на нем игольчатыми кристалликами вавеллита из Кокпатаса; *б*—концентрически зональный колломорфный агрегат гидроокисла апатита из Кокпатаса; *в*—пучковидные выделения халькофанита из Тескудука. Аншлиф, 385/IX; *г*—концентрически зональные выделения тодорокита из Мурунтау. Аншлиф 193, X.

Супергенный апатит тесно ассоциирует с плотными гидроокислами железа и волосовидным гетитом. Нередки случаи, когда волосовидные агрегаты гетита насквозь пронизывают кристаллы апатита или образуют сетчатый каркас вокруг этих кристаллов. Причем апатит выпадает позже плотных гидроокислов железа и волосовидного гетита.

Кроме кристаллического апатита, на Кокпатасе встречается его натечная морфологическая разность, ассоциирующая с игольчатыми

выделениями вавеллита (рис. 82 *а*). Рентгенограмма этой разновидности показала близость апатита к дернту.

Гидроксилапатит в Кокпатасе образует натечные скопления концентрического сложения, похожие на халцедон. Центральные участки его плотные, светло-коричневые, внешние — полупрозрачные, серого цвета. Удельный вес — 3,19, хрупкий, излом раковистый, твердость — 5.

В проходящем свете — бесцветный, с прекрасно выраженной концентрически зональной структурой (рис. 82 б). Показатели преломления: Ng = 1,640, Np = 1,632, Ng—Np = 0,008.

Спектральным анализом в центральных светло-коричневых и внешних полупрозрачных слоях гидроксилапатита обнаружены общие химические элементы-примеси, присутствующие в сотых и тысячных долях процента: барий, стронций, марганец, серебро, медь и цинк; в центральном участке, кроме того, установлены в тех же количествах мышьяк, никель, кобальт, хром, сурьма и галлий, отсутствующие в наружном слое. В результате химического анализа, выполненного Т. И. Суконкиной, установлено: CaO—53,44, P_2O_5—42,36, $H_2O\pm$—3,72, Cl—следы (сумма—99,52). Данные анализа свидетельствуют о существенно гидроксилистом характере изученного натечного апатита.

Франколит представлен мелкими натечными скоплениями (от сероватого с перламутровым блеском до белого и прозрачного цвета) в трещинках и на поверхности кварца, покрытого плотной коркой марганца. Принадлежность их к франколиту подтверждена данными рентгенометрического анализа. Встречен лишь в районе древних выработок Джаргантау.

Вавеллит установлен в Кокпатасе. Относится к числу редких минералов зоны окисления. Образует бесцветные отдельные игольчатые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты на натечном апатите. Иногда покрыт пленкой или пластинчатыми выделениями прозрачного гипса, хрупок, твердость — 4, блеск стеклянный, просвечивает, растворяется в холодной разбавленной соляной кислоте. В проходящем свете бесцветный, показатели преломления: Ng = 1,550, Np = 1,520, Ng—Np = 0,030, двухосный, положительный. Спектральным анализом установлены слабые линии железа, марганца, титана, бериллия, циркония, бария, меди. Рентгенограмма кристаллов вавеллита идентична с эталонной.

Церулеолактит для Советского Союза описывается впервые. Встречен нами в Тасказгане (Центральные Кызылкумы). Образует натечные корки на темно-сером сланце. Его, вероятно, принимали за бирюзу. Часто образует лучистые агрегаты. Цвет светло-голубой, черта белая, натечные корки плотного или радиально-лучистого сложения, твердость — 5, удельный вес — 2,578. В холодной концентрированной HCl растворяется медленно. Термограмма церулеолактита характеризуется двумя эндотермическими эффектами с максимумами при 230 и 380—385° и одним экзотермическим пиком при 910°. Эти данные, а также результаты рентгенометрического анализа довольно резко отличают его от бирюзы. В проходящем свете бесцветный. Интерференционная окраска — светло-серая со слабым голубоватым оттенком; одноосный, удлинение положительное. Показатели преломления: Ne = 1,583, No = 1,581, Ne—No = 0,002. Спектральным анализом обнаружены незначительные примеси бария, стронция, марганца, ванадия, меди, свинца, цинка, кадмия и бериллия. Сонахождение цинка и кадмия характерно для вторичных образований зон окисления Притамдынского района.

Коннеллит впервые в Советском Союзе обнаружен нами в Центральном и Южном участках Кокпатаса. Встречается очень редко. В зоне окисления Центрального участка отмечены его радиально-лучистые или спутанноволокнистые скопления и корки в пустотках выщела-

чивания антимонита. В этих пустотках в ассоциации с коннеллитом встречаются малахит, атакамит, ромеит, гидроромеит и иногда реликты антимонита. Коннеллит в виде корок и примазок встречается также в массивном кварце.

Когда минерал состоит из тонких иголок, образующих радиально-лучистые или спутанноволокнистые скопления, цвет его бирюзовый; единичные кристаллики или небольшие их скопления кажутся более светлыми. В случае бесформенного сложения минерал ярко-синий. Блеск стеклянный, прозрачный, в соляной кислоте растворяется моментально.

В иммерсии в проходящем свете голубой, почти не плеохроирует. Удлинение положительное. Показатели преломления: $Ng > 1{,}737 < 1{,}754$, $Nm > 1{,}722 < 1{,}726$, $Ng - Nm = 0{,}011 - 0{,}02$.

Спектральным анализом наряду с сильными линиями меди отмечены слабые линии алюминия, кальция, магния, бария, мышьяка, сурьмы, марганца, серебра, цинка и бериллия. Рентгенограмма подтвердила, что рассматриваемый минерал — коннеллит.

На Южном участке встречена ассоциация коннеллита с атакамитом и самородным золотом (рис. 81 *г*). Тонкие игольчатые кристаллики его развиваются на атакамите, следовательно, выделяется он позже. В парагенетической схеме последовательности выделения минералов зоны окисления Кокпатаса коннеллит является одним из поздних минералов.

Халькофанит — водный окисел цинка и марганца—также впервые в Советском Союзе установлен нами в Центральных Кызылкумах (в Тескудуке). Цвет минерала смоляно-черный с синеватым оттенком, облик пластинчатый, блеск алмазный, твердость — 2,5, черта черная. В аншлифах минерал с высокой отражательной способностью и сильно плеохроирует от ярко-кремового до синего. Двуотражение сильное, от серого с оливковым оттенком до белого. Имеет четкие буровато-красные внутренние рефлексы, видимые в воздухе при скрещенных николях. Формы индивидов вытянуты. Наблюдаются четкие двойники. Легко чертится стальной иглой. Заполняет пустотки в трещинах кварца или образует пучковидные скопления в измененном кварце (рис. 82 *в*).

Спектральным анализом, кроме основных линий марганца и цинка, в незначительных количествах установлены свинец, медь, никель, кобальт, серебро и молибден. Рентгенометрический анализ подтвердил диагностику халькофанита.

Тодорокит в Центральных Кызылкумах был установлен в 1961 г. одновременно в двух местах — нами в Мурунтау и Х. Рахматуллаевым в Косманачи. Приводимое описание тодорокита основано на материале из Мурунтау. Представлен сферолитовыми формами. Тесно ассоциирует с гипсом. Цвет черный, твердость низкая (пачкает руки), блеск металловидный, растворяется в соляной кислоте. В аншлифе тодорокит анизотропный с причудливым концентрическим зональным строением (рис. 82 *г*). Промежутки между концентрическими слоями заполнены нерудным материалом.

Спектральным анализом в тодороките, кроме большого количества марганца, обнаружены магний (более 1%), кальций, алюминий, кремний, железо, калий и натрий (десятые доли процента); барий, стронций, мышьяк (сотые доли); ванадий, хром, медь, никель, кобальт, молибден и бериллий (меньше сотых долей процента).

Химическим анализом установлены следующие соотношения основных компонентов: MnO_2—69,55; MnO—17,67; MgO—1,44; CaO—0,15; Na_2O—0,12; K_2O—0,15; $H_2O^{\pm}$ — 10,60; сумма — 99,80. Полученная рентгенограмма полностью совпадает с эталонной.

Тодорокит из Мурунтау — гипергенный минерал, возникший в поздних стадиях зоны окисления. Из редких гипергенных минералов марганца в золоторудных месторождениях Узбекистана присутствуют также коронодит и гаусманит (Касымов, 1965).

Таким образом, в зоне окисления золото-сульфидных месторождений Узбекистана широко развиты гидроокислы железа, различные сульфаты, фосфаты, вторичные минералы мышьяка и т. д. Различие в составе эндогенных руд золото-сульфидных месторождений Западного и Восточного Узбекистана наложило свои особенности на новообразования зоны гипергенеза. Так, если гидроокислы железа и сульфаты в разной степени встречаются в месторождениях всех глубинных зон, то фосфаты и вторичные минералы мышьяка составляют специфическую особенность лишь месторождений гипабиссальных формаций Западного Узбекистана, в которых арсенопирит и пирит являются основными сульфидами, ассоциирующими с золотом. На зараженность фосфором многих продуктов зоны окисления всех гипабиссальных месторождений и рудопроявлений Центральных Кызылкумов мы указывали ранее (Касымов, 1963). Присутствие вторичных фосфатов железа и алюминия свидетельствует о фосфорной минерализации на значительных глубинах.

В зоне окисления некоторых месторождений установлена определенная обогащенность вторичных образований некоторыми элементами. Так, в Кокпатасе в плотных гидроокислах железа развивается супергенный кварц. Об избытке кремния свидетельствует наличие дендритов вторичного кварца в пустотках выщелачивания сульфидов. Подобные кварцы, тем более с включениями вторичного золота, в конкретных случаях могут служить поисковым признаком на золото. В Кокпатасе в гидрослюдисто-каолинитовых образованиях установлено до 2% TiO_2 и т. д.

Глава IV

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РОССЫПИ УЗБЕКИСТАНА

Генетические типы россыпей

В настоящее время добыча россыпного золота в Узбекистане не проводится. Однако до 1950 г. она достаточно успешно осуществлялась в районах Нуратинского и Чаткальского хребтов (р. Чаткал, участок Найзатугай). Поисково-разведочными и эксплуатационными работами охватывались преимущественно верхнечетвертичные отложения. Более древние террасы опробовались в значительно меньшей степени, а дочетвертичные формации как возможные россыпные объекты начали изучаться лишь в последние годы.

Всего на территории республики зарегистрировано 43 россыпи золота: 19 в Чаткало-Кураминском районе и 24 в Западном Узбекистане (в том числе 15 в Северо-Нуратинском хребте). Россыпи Северо-Нуратинского хребта изучены наиболее полно. По масштабам все они мелкие.

Необходимо отметить, что неудачи поисково-разведочных работ не отражают действительных перспектив региона, так как аналогичное положение в свое время складывалось и с коренными месторождениями золота.

В основу всех существующих классификаций россыпей положен их возраст и генезис, в качестве дополнительного фактора используется морфология месторождения (Билибин, 1938; Рожков, 1955, 1958; Шило, 1958 и др.).

А. П. Божинский (1958), признавая преимущество таких классификаций для обобщений и оценки перспектив районов, отвергает их применимость при выборе методики разведки. Он предлагает группировать месторождения, учитывая место и сложность условий залегания россыпи, ее морфологию и размер, а также равномерность распределения и уровень содержания полезного компонента.

В последней классификации В. С. Трофимова (1958, 1960, 1962) принимается во внимание не возраст, а стадия образования россыпей, связанных с одним эрозионным циклом (эпохой).

Для характеристики четвертичных и современных россыпей золота, которую мы даем в этом разделе, приемлема, помимо морфогенетического принципа, именно постадийная последовательность, ибо связь их с определенными формами рельефа еще не успела нарушиться (как это обычно бывает с древними россыпями).

В качестве примеров описаны две типичные россыпи обоих склонов Северо-Нуратинского хребта: Приозерная (южный склон) и Каттаич (северный склон). Первые общие характеристики Нуратинских золотоносных россыпей даны В. Г. Бондарчуком в 1943 г. и К. Л. Бабаевым в 1947 г.

Таблица 51

Генетические типы известных и прогнозируемых четвертичных россыпей золота Узбекистана

Стадии образования россыпей	Генетический тип	Морфологические подтипы	Россыпи		Значение россыпей
			известные	прогнозируемые	
I. На более или менее выровненных поверхностях и их склонах	Элювиальный	На поверхности коренных источников	Приозерное, Саукбулак	Южно-Тамдынская, Букантауская	Весьма незначительное
	Делювиальный	На сравнительно пологих склонах			
II. В пределах речных долин и логов	Пролювиальный	Отложения временных потоков	Приозерное, Саукбулак	Букантауская, Северо-Тамдынская	Незначительное
				Южно-Тамдынская	Среднее
		Опущенные шлейфы подножий (погребенные)		Южно-Тамдынская, Зиаэтдинская	От среднего до значительного
	Аллювиальный	Русловые	Устук, Акбулак, Сармич Аксакалата, Чаткал — Чирчик		Незначительное и весьма незначительное
		Долинные	Темиркабук, Каттаич, Гум, Кискенсай, Горханасай, Ерысай, Акчап, Кошрабад, Гужум, Юкорысай	Синтаб, Алтынсай, Гушсай, Кызылалмасай, Чаткал, Чирчик	От незначительного до среднего
		Террасовые приподнятые	Темиркабук, Каттаич, Акчап, Устук		Незначительное
				Чирчик—Чаткал	Среднее
		Опущенные (погребенные)		Каттаич, Темиркабук, Нуратинская, Кошрабадская, Южно-Нуратинская	От среднего до значительного

Россыпь Приозерная образована на выровненной приводораздельной поверхности и на ее пологих склонах (I, II и отчасти III стадии В. С. Трофимова). Здесь развиты элювиальный, делювиальный и пролювиальный генетические типы россыпей. Представлены они следующими морфологическими подтипами: на поверхности коренных источников, собственно делювиальные (на сравнительно пологих склонах) и отложения временных потоков («сухих» рек и селей).

Каттаичская россыпь сформирована в пределах речных долин (III стадия россыпеобразования), относится к аллювиальному генетическому типу и имеет русловые, косовые, пойменные (долинные) и террасовые (поднятые и опущенные) морфологические подтипы (табл. 51).

Приозерное

Россыпь золота Приозерное расположена в 550 *м* от водораздела Северо Нуратинского хребта, на южном его склоне. Разведка объекта была начата в 1942 г. П. А. Козловым, продолжена и закончена в 1946—1947 гг. Л. З. Палеем.

Участок представляет собой плато, полого снижающееся на юго-запад. Выработано оно в нижнечетвертичный цикл денудации. С юго-запада ограничено Устукским гранитным массивом, а с северо-востока— Синтабским. Центральная его часть сложена ордовикскими сланцами и кварцитами (рис. 83).

Россыпь образована системой логов, берущих начало от главного водораздела хребта и от продольной водораздельной линии между участком и р. Устук. Все эти лога, ныне сухие, впадают в центральный лог Озерный, создавая в плане перистый водосборный бассейн. Лог Озерный — правый приток Ерысая, впадающего, в свою очередь, справа в р. Устук.

По генезису россыпь делювиально-пролювиальная. Продукты дезинтеграции коренных источников золота переносились временными потоками на небольшое расстояние, о чем свидетельствует близость россыпи к водоразделу. Обломочный материал сортировался лишь частично, но условия для аккумуляции золота на участке благоприятные вследствие выровненного рельефа местности.

Все лога, составляющие Озерный, пересекают вкрест простирания сланцы, вмещающие золотоносные кварцевые жилы. На участке есть и чисто делювиальные россыпи. Так, шурфы, пройденные в истоках сухих логов, вскрыли делювиальные отложения, представленные щебенкой сланца и кварца, слабо уплотненной глинистым материалом. Мощность отложений — 0,1—0,5 *м*, знаки золота в них мелкие, до пылевидных, угловатые. В другом месте (линия № 17), в 1—5 *м* от кварцевой жилы, отрабатывалась россыпь с содержанием золота до 5 *г/м*^{3}. Выше жилы (по течению сая) содержание золота в делювии резко уменьшилось.

Преобразование делювиальной россыпи в пролювиальную не резкое, границу между ними установить невозможно, ибо переход днища плато в склоны такой же постепенный. Пролювиальная россыпь более выдержана, чем делювиальная, как по простиранию, так и по содержанию золота. Она прослеживается сплошной струей до впадения лога Озерного в Ерысай (1,5 *км*). Ширина россыпи в самых верховьях логов не превышает 5 *м*, концентрации золота здесь относительно невысокие, а распределение его неравномерное. В средней и нижней частях участка, где долина центрального лога лучше разработана, россыпь расширяется до 30—40 *м*, соответственно становится совершенней сортировка обло-

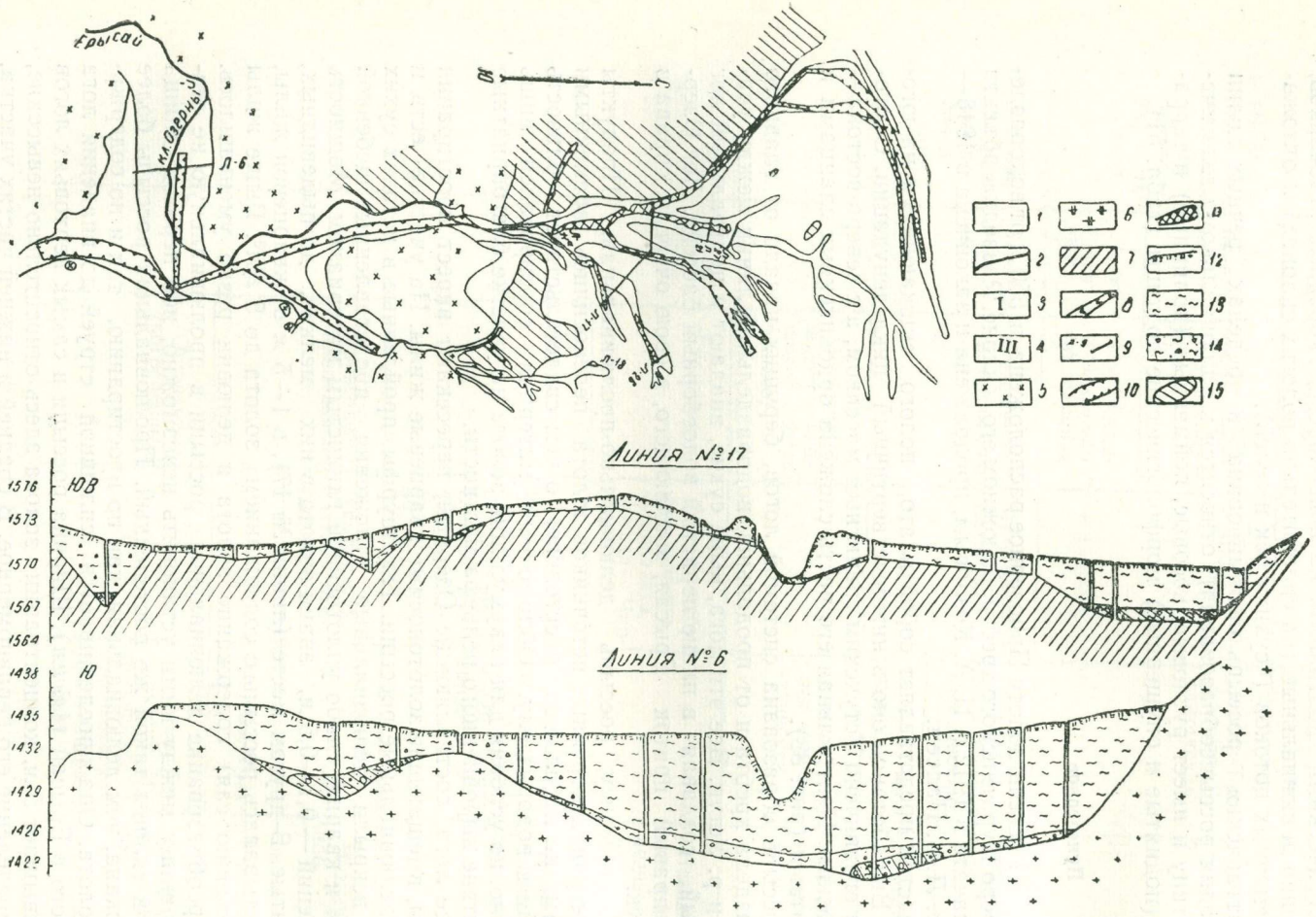


Рис. 83. Схема геологического строения золотоносной россыпи Приозерное.

1—делювиальные отложения; *2*—пойма; *3*—I терраса; *4*—III терраса; *5*—биотитовые гранодиориты; *6*—двуслюдяные аляскитовые граниты; *7*—слюдисто-углистые кварцитовидные сланцы; *8*—кварцевые жилы; *9*—линии разведочных шурфов; *10*—контуры россыпи; *11*—отработанные участки россыпи; *12*—растительный слой; *13*—суглинок коричневого цвета; *14*—галечнико-песчаный слой; *15*—золотоносный пласт.

мочного материала, увеличивается содержание золота и распределение его становится более равномерным.

Общая мощность отложений в центре Приозерного участка достигает 4—5 *м* (отдельные шурфы вскрыли плотик на глубине 12 *м*). Разрез отложений следующий (сверху вниз):

1) растительный слой 0,2—0,4 *м;*
2) лессовидные суглинки коричневого цвета 1,0—5,0 *м;*
3) щебнисто-песчаный пласт, сцементированный глинистой массой 0,2—2,2 *м.*

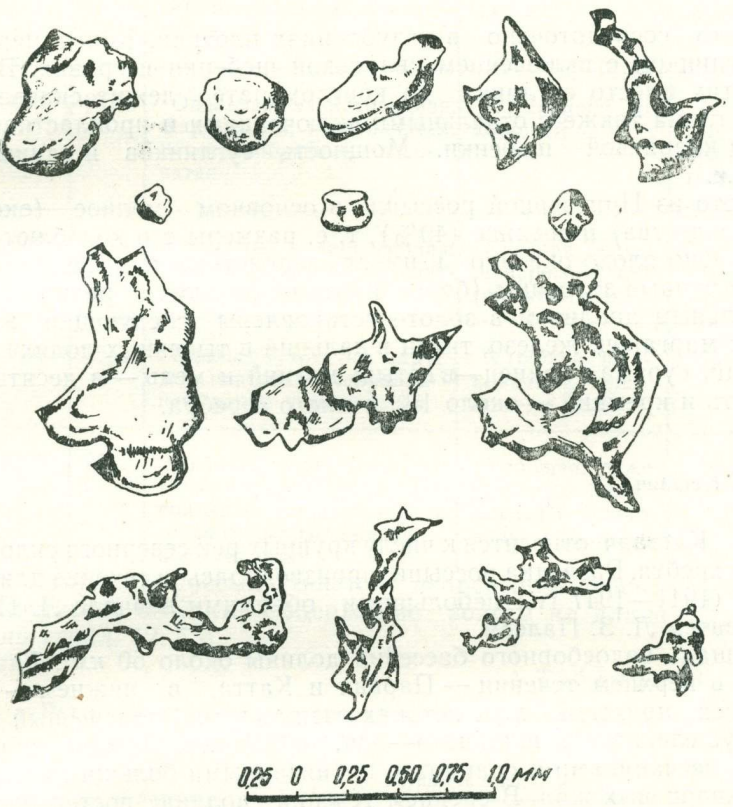


Рис. 84. Формы золота из россыпи Приозерное (ув. 40 раз).

Состав щебенки: сланцы и кварц, размер 3—10 *см.*

Продуктивен третий пласт.

Время формирования характеризуемой россыпи соответствует верхнечетвертичному эрозионному циклу. Осуществляющаяся в современный период глубинная эрозия еще не достигла верховий рек и не расчленила I надпойменную террасу, с которой синхронен описанный пролювий. Это позволяет отнести россыпь Приозерного к типу долинных россыпей.

В нижней части участка (рис. 83), на левом берегу Озерного лога, сохранился мыс древней IV террасы. Слева она омывается Ерысаем, над руслом которого возвышается на 25—30 *м*. Уровень русла Ерысая служит базисом эрозии отложений террасы. Борт террасы размыт и изрезан крутыми оврагами. В оврагах залегает золотоносный галечник, аналогичный террасовому, но менее плотный, мощностью всего 0,1—0,15 *м*. Рельеф плотика IV террасы (граниты) неровный, что не мешает,

однако, достаточно четко проследить направления, в которых река находилась в фазе углубления. Углубление было непродолжительным и сменялось боковой эрозией, участкам проявления которой соответствуют возвышенности в рельефе плотика. Пониженные участки плотика — древние русла, заполненные конгломератами. Обломочный материал конгломератов представлен щебенкой и слабой окатанной галькой сланца, кварцита, гранита и кварца. Валуны встречаются редко, обычно слабо окатаны, небольшого размера (20—30 *см* в поперечнике). В их распределении нет какой-либо закономерности. Мощность конгломератов колеблется от 0,1 *м* на возвышенных участках плотика до 3 *м* в углублениях.

Золото сосредоточено в углублениях плотика. Конгломерат перекрыт суглинком с включением кварцевой щебенки и гравия. В некоторых местах вместо суглинка на конгломерате лежит синевато-серая плотная глина также с отдельными включениями и пропластками сланцевой и кварцевой щебенки. Мощность суглинков и глины достигает 7,0 *м*.

Золото из Приозерной россыпи в основном мелкое (около 50% всего количества) и среднее (40%), т. е. размеры его колеблются от 0,2 до 2 *мм*. Оно плохо окатано и имеет зернистую или дендритовидную форму. Крупные золотины (более 2 *мм*) встречаются редко (рис. 84). Спектральным анализом в золоте установлены следующие элементы-примеси: марганец, железо, титан и кальций в тысячных долях процента; алюминий, сурьма и свинец—в сотых; магний и медь — в десятых; висмут, ртуть и кремний — около 1% и много серебра.

Каттаич

Каттаич относится к числу крупных рек северного склона Нуратинского хребта. Разведка россыпи производилась в течение длительного времени (1941—1947 гг.) небольшими объемами вначале Л. П. Раковским, а затем Л. З. Палеем.

Площадь водосборного бассейна долины около 50 *км*^{2}. Главные ее притоки в верхнем течении — Парвич и Катта, в нижнем — Ходжак. Уклон всех притоков в их истоках очень крутой, поперечный профиль долины ущелевидный, ширина 3—8 *м*, террас нет. Склоны обрывисты, сложены песчаниками и сланцами, пронизанными большим количеством мелких кварцевых жил. В среднем течении долина постепенно расширяется до 20—40 *м*, а еще ниже — до 150—200 *м*, и в ней появляются террасы. Сланцы на склонах сменяются известняками, потом следуют диориты, опять известняки, сланцы и при выходе из гор — известняки.

Общая длина горной части долины 12 *км*. Дебит воды в реке увеличивается весной (до 100 *л/сек*) и значительно уменьшается к концу лета (до 10—15 *л/сек*).

В строении Каттаича участвуют (как и во всех других долинах) IV террасы. Опишем лишь I и III террасы, золотоносность которых заслуживает специальной характеристики.

I терраса превышается над руслом на 2,5—3 *м*. В среднем течении горной части реки, где мощность отложений достигает 16—18 *м*, отрабатывались один под другим три погребенных золотоносных пласта. Первый пласт залегает на глубине 5—6 *м*, второй — 9—10 *м* и третий — 16—18 *м*. Характерно, что с глубиной увеличивается концентрация и крупность золота.

Выше и ниже этого участка (в предгорьях) отрабатывался и разведывался только один пласт, залегавший близко к поверхности (от 2—3

до 5 *м*), что объясняется выполаживанием продольного профиля долины.

Таблица 52

Результаты ситового анализа золота из россыпи Каттаич (I терраса)

Размер знаков золота, *мм*	Вес фракции, *г*	Процент от веса навески	Форма знаков золота	Окатанность	Цвет
—0,5	31,250	15,9	Шаровидная, овальная, эллипсовидная, игольчатая, веретенообразная, пластинчатая	От средней до хорошей, редко плохая	Темно-золотой, реже зеленовато-желтый
+0,5 —1	47,640	24,4	Овальная, эллипсовидная, шаровидная, пластинчатая, веретенообразная, игольчатая	От средней до хорошей	Темно-золотой, реже зеленовато-желтый
+1—2	34,000	17,4	Овальная, эллипсовидная, шаровидная, толстые пластинки, шлаковидная	Средняя, хорошая, реже плохая (шлаковидная)	Темно-золотой
+2—4	10,790	5,5	Овальная, толстые округлые пластинки, шаровидная, редко шлаковидная	Хорошая, шлаковидных знаков — плохая	Тот же
+4	48,900	25,1	Толстые, округлые и овальные пластинки, эллипсовидная, дендритовидная (редко), матрацевидная, шлаковидная	Хорошая, реже слабая (дендритовидная и шлаковидные знаки)	„

По простиранию россыпь тянется непрерывающейся струей, длина которой достигает 6—7 *км*. Содержание золота по длине струи также выдержано (табл. 52, 53).

Таблица 53

Распределение золота по крупности в разных частях долины р. Каттаич, %

Часть долины	Крупность золота, *мм*					
	−0,5	+0,5—1	+1—2	+2—3	+3—4	+4
Горная						
Верхнее течение	1,0	4,0	5,0	15,0	35,0	40,0
Среднее течение	18,1	28,2	20,1	13,5	6,4	12,7
Нижнее течение	23,4	40,6	21,7	6,3	5,8	2,2
Конус выноса	38,5	39,1	12,4	5,1	3,9	1,0
Предгорная	42,0	41,7	11,1	3,7	1,4	0,1

Механический ситовой анализ золота из отложений описанной россыпи (табл. 52, 53) показал, что: а) преобладающее количество золота в горной части участка крупное — фракции более 2 *мм* составляют 42, 3%; б) в целом по месторождению соотношение между мелким и крупным золотом равное; в) мелкое золото имеет среднюю и реже плохую окатанность, а крупное — в основном хорошую.

III терраса уцелела в горной части долины в виде двух площадок, представляющих собой ее бортовые части. Одна из них расположе-

на в среднем течении реки и возвышается над руслом на 12 *м*, а вторая — в низовье, в 15 *м* над руслом. Обе площадки являются эрозионно-аккумулятивными, сложены конгломератами, из которых до 1949 г. добывалось золото. Мощность конгломератов 3—4 *м*, содержание золота достаточно высокое. В тальвеге оно, вероятно, было еще большим. Знаки золота исключительно крупные, часты самородки весом 1—2 *г*, окатанность плохая и средняя.

В предгорной равнине терраса опущена по разлому.

В 1955 г. А. А. Хлусцов попытался вскрыть предгорную россыпь III террасы бурением скважин. Предварительно геофизики провели вертикальное электрозондирование с целью выявления древних тальвегов, определения их направления и мощности отложений.

Бурение не было завершено. Ни одна из 10 начатых скважин до плотика не дошла в связи с искривлением самой глубокой колонны обсадных труб (скважина № 3—72,6 *м*).

Материалы геофизических и буровых работ, обработанные автором, подтверждают существование сброса, проходящего у подножья северного склона Северо-Нуратинского хребта. Амплитуда его определяется в 110—150 *м*, как разница между отметками плотика III и IV террас в горной и предгорной (по данным ВЭЗ) частях реки. Рельеф палеозойского основания четвертичных конгломератов и поперечные разрезы свидетельствуют о наличии в предгорной части долины двух древних погребенных, полностью сохранившихся тальзегов. Один из них, левый по течению, вероятно, соответствует IV террасе, а второй, правый, более глубокий — III. В горной части долины IV терраса возвышается над III на 15—20 *м*, причем книзу эта цифра увеличивается; в предгорной — на 50 *м* (в 1 *км* от гор).

Сохранность обоих тальвегов имеет важное значение не только для выбора благоприятных участков поперечного профиля под бурение скважин. Она свидетельствует о том, что тальвеги и заполняющие их отложения опущены по разлому после сформирования. В таком случае россыпи золота не пострадали от эрозии и не развеялись (это могло бы случиться при постепенном опускании предгорной равнины в момент образования террас), они были просто перекрыты более молодыми отложениями.

Не менее интересными оказались наблюдения и над продольным профилем. В зависимости от уклона тальвега в предгорной равнине его можно разделить на шесть участков длиной по 500—1000 *м*.

На первом, третьем и пятом участках (считая от гор) продольный профиль крутой, а на втором, четвертом и шестом — пологий. Аналогичное явление наблюдается и в горной части долины, причем пологие участки продольного профиля развиты в сланцевых породах, а крутые — в известняках. Используя эту связь между уклоном русла и литологией пересекаемых рекой пород, мы показали в основании древнего предгорного тальвега ожидаемые сланцы и известняки. Участки с пологим продольным профилем наиболее перспективны для поисков россыпей.

При просмотре продольного профиля (рис. 85) легко заметить, как ярко проявляется унаследованность рельефа древнего тальвега в изгибах продольных профилей плотика I террасы (поверхность конгломерата) и современного русла.

Буровые скважины в 1955 г. проходились в одной линии № 2, заложенной в профиле ВЭЗ № 11. Лучшие результаты получены по скважине № 9, расположенной в современном русле р. Каттаич, в 1 *км* ниже гор. Она остановлена в конгломератах на глубине 47,8 *м*. Приводим разрез отложений, вскрытых скважиной (сверху вниз):

1) перемытый галечно-песчаный пласт (отвал) 1,6 *м*;

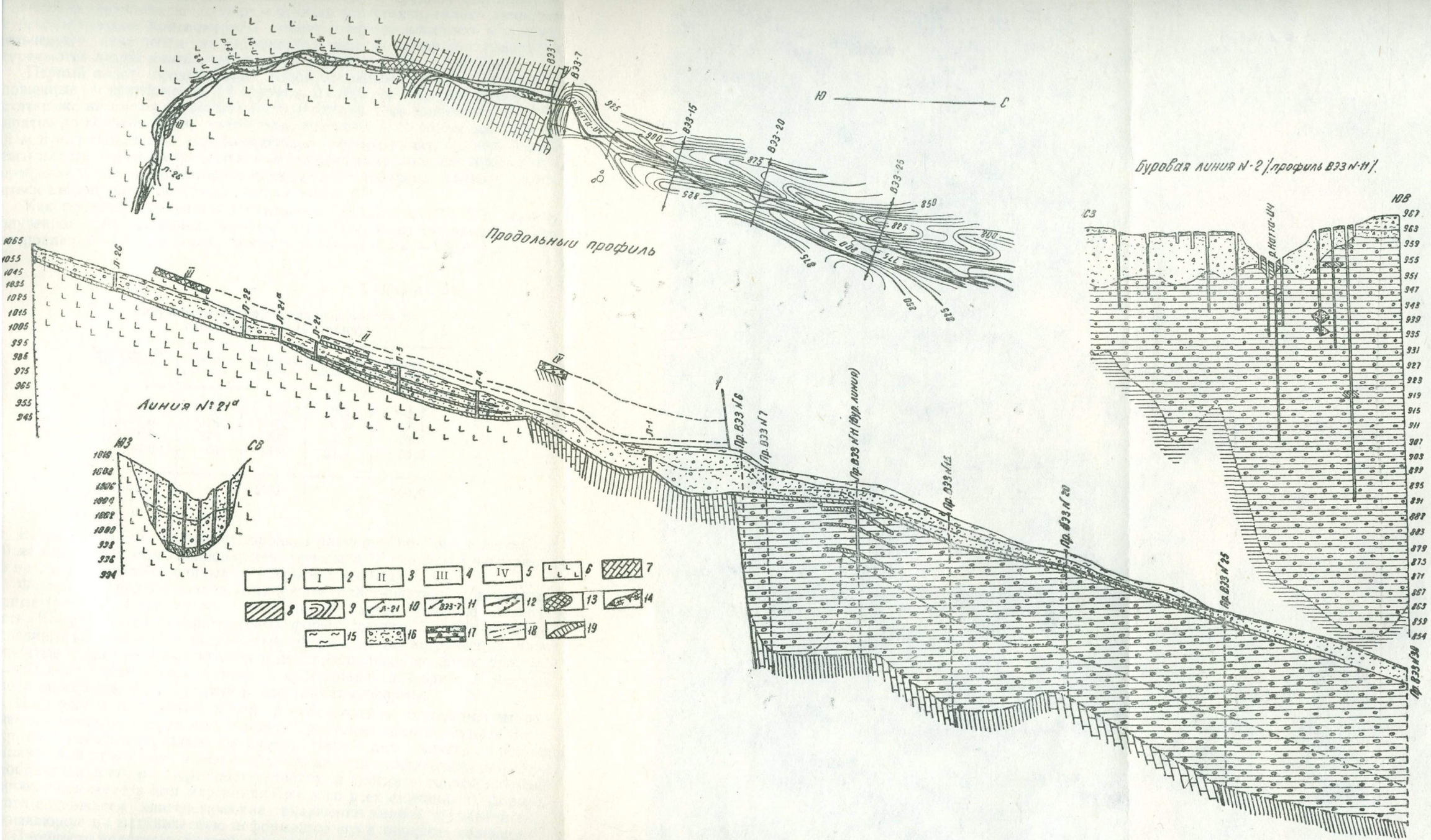


Рис. 85. Схема геологического строения золотоносной россыпи Каттанч.

1—пойма; *2*—I терраса; *3*—II терраса; *4*—III терраса; *5*—IV терраса; *6*—диориты; *7*—известняки; *8*—сланцы; *9*—изогипсы рельефа палеозойского основания отложений III и IV террас в предгорной равнине (по данным ВЭЗ); *10*—линии шурфов и буровых скважин; *11*—линии вертикального электрозондирования; *12*—контуры россыпи в горной части реки; *13*—отработанные участки россыпи; *14*—растительный слой; *15*—суглинок коричневого цвета; *16*—галечно-песчаный пласт; *17*—конгломерат; *18*—продольные профили палеозойского основания отложений III и IV террас; *19*—золотоносный пласт.

2) конгломерат от беловато-серого до коричневого цвета. Цемент известково-песчано-глинистый. Галька плохой и средней окатанности. В ее составе преобладают сланцы и отчасти известняки, галька диоритов встречается редко. Конгломераты имеют высокую плотность и в неизмельченном виде почти не размокают в воде. В толще конгломератов встречаются линзы менее плотных галечников 46,2 *м*.

Первый пласт представляет собой отложения русла и I террасы, вложенные в конгломерат III террасы. Золото из них уже извлечено, остатки же не имеют промышленного значения. Золотоносность конгломератов до глубины 6,2 *м* также незначительна. С глубины же 6,2 и до 7,8 *м* в них содержатся промышленные концентрации золота. Ниже этого пласта золото встречается в отдельных разрозненных пробах. На коренном плотике, до которого скважина не добурена, должен находиться второй, самый богатый золотом пласт.

Как показали результаты ситового анализа (табл. 54), золото, полученное при промывке породы, извлеченной из скважины № 9 в интервале 6,2—7,8 *м*, в основном крупное (более 2 *мм* — 78,2%).

Таблица 54

Результаты ситового анализа золота из скважины № 9 (Каттаич)

Размер знаков золота (фракции), *мм*	Количество знаков	Вес фракции, *мг*	Вес одного знака, *мг*	Процент от веса навески
0,2—1,0	1199	126	0,1	4,7
1,0—2,0	978	462	0,5	17,1
2,0—4,0	274	632	2,3	23,4
+4,0	60	1481	24,7	54,8
Всего		2701		100,0

Встречено восемь мелких самородков размером по 7 *мм* и весом по 100 *мг* каждый. В этом главное отличие россыпи III террасы (и в горной, и в предгорной частях долины) от россыпи I террасы.

Формы самородков золота комковатые, пластинчатые и дендритовидные (рис. 86). Комковатые зерна иногда имеют ямчатую поверхность. Конфигурация дендритовидных форм сложная. Золото крупного и среднего классов имеет комковатые формы до изометрических, пластинчатые с зазубренными краями и дендритовидные, но более простые по строению; появляются также и палочковидные формы. В мелком золоте преобладают комковатые и пластинчатые формы.

Цвет золота золотисто-желтый и зеленоватый со слабым металлическим блеском, иногда оно тусклое. Срастания золота отмечаются с кварцем и псевдоморфозами по пириту. Часто оно покрыто пленкой кальцита или присыпкой мелкозернистого кварца, свидетельствующих о преобразовании его в гипергенных условиях, а иногда — тонкой пленкой гидроокислов железа или марганца. Почти во всех описанных формах золота содержатся эпигенетические включения кварца и граната (?), указывающие на механическую деформацию его в процессе переноса.

Пробность золотисто-желтой разности золота колеблется от 841 до 893, зеленоватое золото имеет более высокую пробу — 909.

Спектральным анализом не установлена разница в составе золотисто-желтого и зеленоватого золота. Оно содержит тысячные доли процен-

та титана и марганца; сотые и десятые доли железа, алюминия, магния, кремния, ртути, меди и, как обычно, много серебра.

В золоте из россыпи I террасы, кроме того, обнаружены сотые доли процента сурьмы, до десятых долей свинца и до 1% мышьяка.

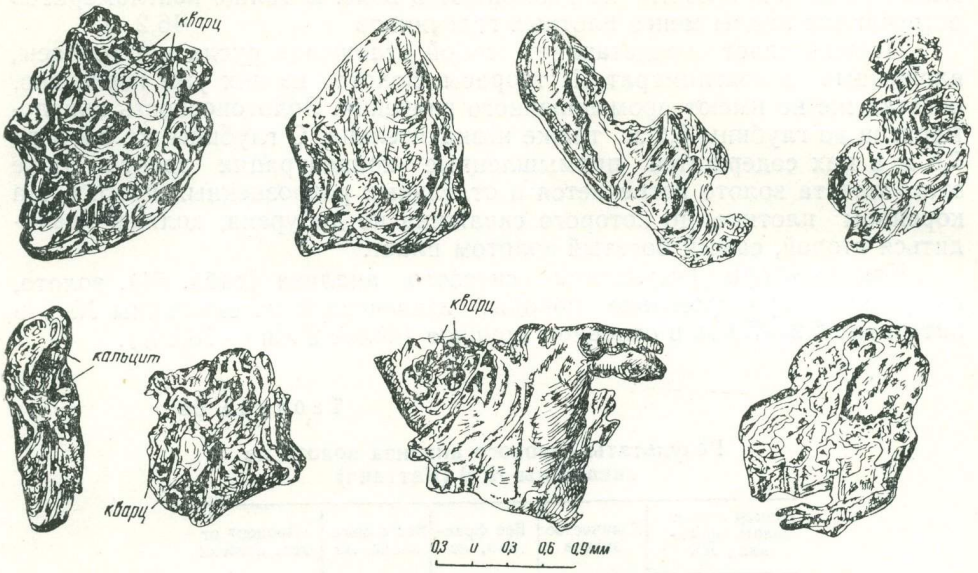


Рис. 86. Формы мелких самородков золота из погребенной россыпи III террасы р. Каттаич (увеличено в 30 раз).

Некоторые особенности минерального состава россыпей

Минеральный состав Нуратинских россыпей изучался Д. М. Давыдовым, В. Г. Бондарчуком, М. Х. Мирбабаевым и др. Шлихи они отбирали с поверхности, и поэтому не могли охарактеризовать состав собственно золотоносной россыпи, залегающей на большой глубине. Л. З. Палей в процессе разведки всех россыпных месторождений Северо-Нуратинского хребта произвел раздельный отбор шлихов, полученных в результате промывки выкидов из шурфов и скважин (Палей, 1964). В большинстве случаев объединились шлихи, характеризующие золотоносный пласт в целом по разведочным линиям, и отдельно от них — шлихи из непродуктивного пласта. Таким образом, создалась возможность установить приуроченность отдельных минералов к обогащенному золотом пласту. Кроме того, по Ерысаю были взяты шлихи из руслового аллювия по всей длине долины с интервалами 200—500 *м*.

Всего отобрано и проанализировано 850 объединенных шлихов из Кескенсая, Каттаича, Темиркабука, Синтаба (северный склон хребта), Устука, Акчопа, Ерысая, Горханасая, Давлятходжа, Арча, Гума, Саукбулака, Кошрабада, Актепа и Юкорысарая (южный склон хребта).

Содержание шлиха в 1 $м^3$ опробованной породы колеблется от 50 *г* (Акташ) до 9,9 *кг* (Акчоп). В состав шлиха входит 32 минерала, полезными из которых являются золото, шеелит, ильменит, касситерит, циркон, киноварь и редкие минералы.

Рассмотрим результаты анализа по разновозрастным террасам и по поведению в россыпях золота и иных минералов.

1. Шлихи из IV террасы на участке Акташ (р. Устук-Акчоп) резко отличаются от шлихов всех молодых террас той же реки малым числом

минералов и сравнительно низким их содержанием в аллювии. Более того, выделенные в теле самой террасы разновозрастные отложения также разнятся по составу шлиха.

Верхний пласт (галечник, слабо сцементированный песчано-глинистой фракцией, серого цвета) образован небольшими саями, стекающими с гор Заргар вкрест простирания террасы. Горы Заргар сложены в этом месте только песчано-глинистыми сланцами нижнего силура, и это определило характер шлиха, состоящего почти целиком из одного кварца и обломков сланцев. Этим же объясняется состав аллювиальных отложений, не содержащих гранитных обломков.

Таблица 55

Изменение минерального состава шлиха в зависимости от пройденного пути

Встречаемость	Расстояние от коренного выхода пород, содержащих данный материал, *км*				
	0,5	1	3	5	8
Обильная	Гидрогетит Циркон Шеелит Пироксен Амфибол Полевой шпат	Гидрогетит Циркон Шеелит	Гидрогетит Циркон Пироксен	Шеелит	Гидрогетит Циркон Шеелит
Обычная	Апатит Гематит Мусковит Биотит	Апатит Мусковит Полевой шпат Амфибол	Апатит Гематит Биотит Полевой шпат	Амфибол Пироксен	Апатит
Редкая	Рутил Ильменит Гранат	Рутил Ильменит Гранат	Рутил Ильменит	Гранат Мусковит Биотит	Мусковит Биотит Пироксен
Очень редкая	Анатаз	Анатаз Гематит	Анатаз		Гетит Анатаз Амфибол Полевой шпат

Нижний пласт (конгломерат, сильно сцементированный известково-песчано-глинистым материалом), безусловно, сформирован за счет размыва Устукского гранитного массива, обнажающегося севернее террасы и зоны контактового ореола интрузии. Об этом свидетельствует присутствие в шлихах магнетита, полевого шпата и ряда других минералов, характерных для гранитов.

Как отмечалось, число и содержание этих минералов в отложениях IV террасы невелико, что говорит о небольшой величине эрозионного среза Устукского интрузива в момент ее образования.

2. В аллювии III, II и I террас выявлены более разнообразные минералы и относительно большее их распространение, так как они формировались в условиях значительного к современному эрозионного среза.

3. Изменчивость состава шлиха в зависимости от пройденного пути удалось проследить в русловых и пойменных отложениях Ерысая (табл. 55).

Из таблицы видно, что количество таких химически неустойчивых минералов, как амфиболы, слюды, полевой шпат, гематит и пироксен, с увеличением расстояния их от коренного источника постепенно уменьшается в шлихе, а некоторые минералы (гематит) совсем исчезают. Химически же устойчивые минералы (апатит, шеелит, циркон, ильменит и др.) сохраняются в шлихе в первоначальных количествах почти на всем протяжении реки.

4. Изменение состава минералов в шлихах зависит не только от их химической устойчивости, но и от смены коренных пород, пересекаемых рекой. Так, в шлихах, взятых по Ерысаю, в сфере влияния Устукского интрузива в увеличенном количестве появляются магнетит, биотит, апатит, турмалин и полевой шпат; на площади распространения Темир-Кабукских гранитоидов в шлихах возрастает содержание граната, циркона и шеелита; в Озерном заметное количество ксенотима появляется ниже пегматитовой дайки и т. п.

Таблица 56

Физические свойства, ассоциации, формы, размер и состав золота из Нуратинских россыпей

Свойства золота	Россыпи южного склона хребта					
	Приозерное	Ерысай	Горхонасай	Устук	Акчоп	
	верховья	ср. течение	ср. течение	ср. течение	горная часть	предгорная часть
Цвет	Золотисто-желтый	Золотисто-желтый	Золотисто-желтый	Золотисто-желтый	Золотисто-желтый	Золотисто-желтый
Характер пленки					Нет	Нет
Полезные минералы в золотоносном пласте	Ксенотим, монацит, шеелит	Монацит, шеелит	Монацит	Монацит	Монацит	Монацит
Включения в золоте гипогенных минералов	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Нет
Включения в золоте гипергенных минералов	Гидроокислы железа	Гидроокислы железа	Гидроокислы железа	Гидроокислы железа	Нет	Нет
Формы золота	Дендритовидные, зернистые	Дендритовидные тонкие пластинки	Комковатые толстые пластинки	Лепешковидные, эллипсовидные	Лепешковидные, эллипсовидные, шаровидные	Удлиненные пластинки, игольчатые
Преобладающие размеры	Мелкое и среднее	Мелкое и среднее	Крупное и мелкие самородки	Среднее	Мелкое и среднее	Мелкое и весьма мелкое
Степень окатанности	Плохая	Средняя и хорошая	Хорошая	Хорошая	Хорошая	Совершенная
Пробность	891	869	850	860	880	
Главнейшие элементы-примеси (по данным спектрального анализа)	Ag, Hg, Pb, Cu, Sb, Bi	Ag, Hg, Pb, Cu, Sb, Bi	Ag, Hg, Cu, Pb	Ag, Hg, Bi, Cu, Pb, Sb	Ag, Hg, Bi, Cu, Pb, Sb	

Свойства золота	Россыпи северного склона хребта					
	Каттаич				Темиркабук	
	горная часть	предгорная часть	горная часть	предгорная часть	горная часть	предгорная часть
Цвет	Темно-золотисто-желтый	Золотисто-желтый и зеленоватый	Темно-золотисто-желтый	Золотисто-желтый и зеленоватый	Золотисто-желтый и зеленоватый	Золотисто-желтый
Характер пленки	Гидроокислы железа	Кальцитовая	Гидроокислы железа	Кальцитовая, гидроокислы железа или марганца	Гидроокислы железа	Карбонатная
Включения в золоте: Полезные минералы в золотоносном пласте	Шеелит, монацит	Шеелит, монацит	Шеелит, монацит,	Шеелит, монацит	Шеелит, монацит	Шеелит, монацит
Включения в золоте: гипогенных минералов	Кварц	Нет	Кварц	Кварц, гранат	Кварц	Нет
Включения в золоте: гипергенных минералов	Гидроокислы железа	Нет	Гидроокислы железа	Супергенный кальцит, гидроокислы железа	Гидроокислы железа	Нет
Формы золота	Толстые пластинки, шаровидные, шлаковидные	Тонкие пластинки, веретенообразные, игольчатые	Дендритовидные, комковатые толстые пластинки	Комковатые толстые пластинки и дендритовидные	Толстые пластинки, шаровидные, веретенообразные	Тонкие пластинки, дендритовидные, игольчатые
Преобладающие размеры	Среднее и крупное	Среднее и мелкое	Крупное и самородки	Крупное и мелкие самородки	Крупное и среднее	Среднее и мелкое
Степень окатанности	Хорошая	Хорошая, реже средняя	Плохая и средняя	Средняя и хорошая	Хорошая	Средняя и хорошая
Пробность	862			841—909	882	
Главнейшие элементы-примеси (по данным спектрального анализа)	Ag, Hg, As, Cu, Pb, Sb			Ag, Hg, Cu	Ag, Hg, Cu, Bi, Sb	

Примечание. Для всех россыпей приведены данные по I террасе, для Каттаича в первой колонке—по III террасе. Монацит и ксенотим являются акцессорными.

5. Золотоносные пласты по минеральному составу почти не отличаются от незолотоносного аллювия тех же террас.

Количество золота не зависит от концентраций магнетита, так как у них разные источники питания. В Ерысае, например, известны участки, содержащие промышленные количества золота при почти полном отсутствии магнетита; есть и обратные случаи. Практическую ценность имеет только золото. Остальные минералы (шеелит, ильменит, рутил,

касситерит, циркон, киноварь и др.) существенных скоплений не образуют.

Основные сведения о свойствах золота помещены в табл. 56.

Из приведенных в таблице данных устанавливается одинаковый минеральный состав аллювиальных отложений различных долин, что свидетельствует об общих условиях образования всех Нуратинских россыпей. Такой же вывод можно сделать и сопоставляя цвет золота, включения в нем гипогенных и гипергенных минералов, формы, пробность и состав элементов-примесей, так как область питания всех россыпей единая — Северо-Нуратинский золоторудный район. Формы золота из россыпей имеют много общего с таковыми из коренных месторождений (Бадалова, 1962), отличаются от них более сглаженной поверхностью.

В распределении россыпного золота по крупности и по содержанию намечается следующая закономерность: в Каттаиче (северный склон хребта) и Горханасае (южный склон хребта) преобладает наиболее крупное золото и наиболее высокие концентрации его в песках. На запад (Темиркабук) и восток (Ерысай) от этих россыпей размеры золота и его содержание несколько уменьшаются. Истоки Каттаича и Горханасая находятся на одной линии водораздела, всего в 15—20 *км* друг от друга. Эта площадь относится к самым приподнятым и глубоко эродированным участкам в районе. Крупность золотин в россыпи определяется, с одной стороны, их размерами в коренном месторождении (в среднем течении Ерысая, например, находящемся в аналогичных условиях с Горханасаем, преобладают не крупные, а мелкие и средние золотины), а с другой, — величиной эрозионного среза на участке истоков сравниваемых рек.

В россыпях более древних террас (III) золото в целом крупнее, чем в молодых (I).

Крупность золота и его хорошая окатанность в средних частях таких рек, как Горханасай, Ерысай, Устук, где коренными породами являются гранитоиды, не вмещающие эндогенные месторождения, и в предгорных участках Каттаича и Темиркабука, где вообще нет коренных склонов, свидетельствуют о том, что золото в условиях горного рельефа переносится на значительные расстояния (от 5—8 до 15 *км*) от коренного источника.

Условия образования и закономерности размещения россыпей в Узбекистане

УДК 553. 41 (575.1)+
+ 553.21/24 + 553.3/8

Основные факторы и источники россыпеобразования в Узбекистане

Россыпи—самостоятельный генетический тип рудных месторождений. Они образуются при благоприятных сочетаниях многих факторов, объединяющихся в три группы:

1) характер размещения в пространстве коренных месторождений, вещественный состав руд и форма нахождения в них золота;

2) условия разрушения эндогенных месторождений и освобождения золота от вмещающей породы;

3) условия транспортировки и накопления тяжелых минералов в различных типах осадочных отложений.

Первая группа факторов и в некоторой степени вторая (поведение золота в зоне окисления эндогенных месторождений) рассмотрены в

предыдущих главах. Их можно систематизировать следующим образом (Бадалова, Палей, 1965, 1966).

Все известные эндогенные месторождения золота в республике по количеству сульфидов в рудах делятся на три типа (по Н. В. Петровской, 1960): умеренносульфидные (10—20% сульфидов), малосульфидные (0,5—5%) и убогосульфидные (до 0,5%). По глубинам формирования и принадлежности к семейству рудных формаций они относятся к приповерхностным и переходным — {Кв = (Te, Sb) = Ag = Au} {Кв = Ag, Au} и {Сер = Кв = (Mo, Au) = Cu} и гипабиссальным {Кв = (Sb = Ag) = As = Au} и {ск=Cu=Au} (А. А. Малахов).

Золото двух генераций: раннее субмикроскопическое, связанное с ранней устойчивой ассоциацией и ранним кварцем, и позднее видимое (различного размера до небольших самородков), совпадающее по времени и в пространстве с поздней устойчивой ассоциацией и кварцем (Бадалова, Палей, 1966).

Рудам каждого выделенного минерального типа присущи свои, ведущие для них, структурно-морфологические типы. Для месторождений умеренносульфидной формации характерно сочетание секущих жил с межформационными оруденелыми зонами дробления и залежами, для месторождений малосульфидной формации — системы преимущественно секущих сложных оруденелых зон дробления со стержневыми мощными кварцевыми жилами (образуют в совокупности макроштокверк), а для месторождений убогосульфидной формации — сближенные и одиночные кварцевые жилы.

Размещение месторождений в пространстве подчинено следующей закономерности: умеренносульфидные объекты сосредоточены в эффузивах и песчано-сланцевых толщах среднего карбона, а мало- и убогосульфидные — в песчано-сланцевых толщах нижнего палеозоя, эффузивах среднего палеозоя, гранодиоритах и сиенито-диоритах.

Таким образом, главнейшими источниками питания россыпей золотом являются наиболее крупные по масштабам мало- и в некоторой степени убогосульфидные (существенно кварцево-золоторудные) месторождения (Мурунтау, Каракутан, Северонуратинские объекты и др.), содержащие преимущественно видимое золото и располагающиеся в широко развитых нижнепалеозойских осадочно-метаморфических отложениях и гранитоидах повышенной основности (гранодиориты) и щелочности (сиенито-диориты Алмалыка). Миграция золота на глубину как механическая, так и химическая в месторождениях этого типа существенного значения не имеет.

В отдельных случаях россыпи получают золото и из умеренносульфидных месторождений (Кокпатас), расположенных в условиях пустынного и полупустынного климата. Благодаря интенсивным процессам гипергенеза в зоне окисления таких месторождений образуются железные шляпы и укрупняется золото.

Процесс россыпеобразования непрерывен (влияние одной группы факторов закономерно сменяется следующей) в пределах определенного цикла (Трофимов, 1960). При современной степени изученности проблемы проследить за последовательными стадиями этого процесса с достаточной степенью детальности можно только для четвертичных образований.

Приводимые ниже соображения о возможности нахождения дочетвертичных (ископаемых) россыпей основаны на палеогеографических построениях и на результатах очень небольшого количества опробовательских работ.

Условия формирования ископаемых россыпей

Наиболее интересные и ценные ископаемые россыпи обычно тяготеют к осадкам, накапливающимся вблизи древних поднятий. На территории Узбекистана выявлены огромные площади, занятые континентальными образованиями с широким стратиграфическим диапазоном. В разрезах осадочных формаций неоднократно прослеживаются следы глубокой эрозии складчатых сооружений, чередующейся с эпохами пенепленизации.

Исходя из особенностей геологического развития края, можно наметить несколько эпох вероятного россыпеобразования.

Кембрийскому седиментационному циклу предшествовал перерыв в накоплении осадков, явившийся первым в геологической истории палеозоя благоприятным моментом для формирования россыпей за счет разрушения золотоносных пород докембрийского фундамента. Осадки кембрия, так же как ордовика и силура, накапливавшиеся преимущественно в морских условиях без интенсивного привноса с континента, могут содержать в терригенной части разреза россыпное золото (сандалашская, аюторская свиты ордовика Чаткальского региона; актауская и кынгырская свиты силурийского разреза в Кызылкумах) и в глинисто-кремнисто-углистых сланцах, очень широко распространенных,—хемогенное. Кроме того, отложения кембрия, ордовика и силура можно рассматривать и как возможные источники мезо-кайнозойских россыпей. В девоне, в отличие от кембро—ордовика и частично силура, морской бассейн становится более дифференцированным и несет следы явного привноса терригенного материала с суши. К югу от древних поднятий Северного Тянь-Шаня формировалась полоса мощного (около 2000 *м*) предгорного шлейфа терригенных отложений, сопрягающихся с прибрежно-морскими (тюлькубасская свита). Такое сочетание является положительным фактором для совершенствования дифференциации осадков, а, следовательно, и концентрации россыпей. Несколько в других, но также в прибрежно-морских фациальных условиях, формировались терская терригенно-карбонатная свита живетского возраста, весьма перспективная на золото машрапская свита девона в Кураминском хребте и джедалинская в Туркестанском. О перспективности терригенных толщ среднего палеозоя свидетельствует также повышенный геохимический фон золота в обломочных породах Чаткало-Кураминского района.

В раннем карбоне области Северного Тянь-Шаня, Памира и Туркестано-Алая сохраняются в прежних границах. В турнейском веке дифференцируется Гиссарская суша, которая ограничивает на юго-западе обширный бассейн, охватывающий территорию современных Кызылкумов. На континенте и в прибрежных полосах формировались осадки эффузивно-осадочного типа с перспективными на россыпи базальными конгломератами, песчаниками и алевролитами (тюглыкская, зойская, вахшиварская свиты в Гиссарском хребте; В. Р. Мартышев, Д. А. Рубанов, Х. В. Рыскина).

В среднем и позднем карбоне в развитии ландшафтов четко намечается тенденция к сокращению бассейна и общему разрастанию и воздыманию суши. Интенсивно эродируемые поднятия поставляли терригенный материал в аккумулятивные и прибрежные зоны седиментационных бассейнов, в которых формировались мощные отложения: сагдорская и алячапанская свиты (Ф. Р. Бенш) в Гиссарском хребте; тохтатауская, архарская, джиракудукская и тубабергенская (З. С. Румянцева) в Кызылкумах; актерекская, джилгинсайская, учбулакская и достарская (Ф. Р. Бенш) в Фергане. Они представлены прибрежно-морскими фациальными комплексами: конгломератами, песчаниками,

алевролитами и известняками, составляющими мощные разрезы. Однако завершение герцинского этапа складчатости происходит в перми и раннем триасе.

Осадки пермского времени представлены спорадически сохранившимися молассами (ханакинская свита в Гиссарском хребте), внутриконтинентальными озерными фациями (мадыгенская свита в Южной Фергане) и наиболее широко развитыми осадками прибрежно-морских фаций (тулейканская и бурганинская свиты Южной и Восточной Ферганы). Предмезозойская эрозия, начавшаяся в пермском периоде, еще не могла достичь глубокого эрозионного среза, вскрывшего верхние палеозойские рудные проявления в Чаткало-Кураминском районе, Гиссаро-Зарафшанской области, Кызылкумах, Северном Памире и др. Поэтому проявления золотоносности в пермских отложениях могут служить только предвестниками следующего важного этапа в формировании россыпей.

Наиболее обширный по площади и длительный по времени перерыв в накоплении осадков на территории Узбекистана происходит на границе палеозоя и мезозоя. К этому времени приурочена смена климата, приведшего к господству в раннем мезозое гумидных обстановок и образованию широко развитых предмезозойских кор выветривания.

В позднем триасе и юре нами выделены три эпохи возможного рудогенеза — рэт-раннеюрская, среднеюрская и позднеюрская. Анализ данных опробования разрезов триаса и юры позволяет наметить некоторые общие особенности в распределении золота. Прежде всего обособляется несколько генетических типов разрезов. Первый (Тяньшанский) тип объединяет депрессии, примыкающие к Северному Тянь-Шаню. Золото в них концентрируется равномерно, установлена тенденция к возможному накоплению его во всех секциях. Второй (Южно-Ферганский) тип характеризует депрессии южной части Восточной Ферганы и Алайской долины. Здесь золото тяготеет к нижней половине разрезов, особенно к базальным слоям. Начиная с верхней юры, золото в разрезах не обнаружено. К третьему типу (Гиссарскому) отнесены области седиментации, граничащие на севере с поднятиями Гиссарских гор и Кызылкумов. В разрезах этого типа максимальные количества металла тяготеют к базальным горизонтам, независимо от их возраста. При этом отмечено, что по мере удаления от областей сноса частота встречаемости значащих проб заметно убывает, вплоть до полного исчезновения металла.

Золото могло начать накапливаться уже в теле коры выветривания, где в результате разрушения и разложения материнских пород отмечается заметное обогащение (коры выветривания Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Букантау и др.). Оно находится в свободном состоянии и равномерно распределяется в каолинитовой массе элювия, замусоренной реликтами устойчивых минералов.

Распределение пролювиальных фаций на территории Узбекистана и в сопредельных с ним районах позволяет предполагать наличие концентрации золота во всех известных разрезах, однако наиболее благоприятные условия следует ожидать в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, Ферганской и Зарафшанской впадинах.

Аллювиальные предгорно-межгорные россыпи могут быть в Южном Узбекистане, Зарафшанской долине, по обрамлению Ферганской котловины, в Яркенд-Ферганском прогибе, в депрессиях Приташкентского района, Каратау, Кавака и в других впадинах Тянь-Шаня.

Озерные отложения менее перспективны, однако в них, особенно в Приташкентском районе и Северной Фергане, где терригенный мате-

риал транспортировался сравнительно недалеко, можно ожидать заметные концентрации.

Прибрежно-морские фации мало перспективны на россыпи. Исключением, вероятно, являются прибрежные фации, примыкающие непосредственно к абразивному берегу (образования побережий Южного моря, Бухаро-Хивинской области и Южного Узбекистана). Поисковым признаком перспективных участков является налегание прибрежных фаций, представленных пляжевыми (прислоненный пляж) или барровыми фациями, непосредственно на палеозой.

Палеоаллювиальные долины Южной, Северной и Восточной Ферганы и Гиссарского хребта, хорошо очерченные среди юрских пересеченных горных возвышенностей, — одни из важнейших объектов поисков россыпных месторождений золота.

Почти аналогичная картина характеризует и раннемеловую эпоху, когда существовали почти те же источники, но сокращенные по площади за счет периодических морских трансгрессий. В этом отношении весьма перспективными, кроме аллювиальных осадков, становятся также континентальные осадки, принесенные реками и отложившимися вблизи базиса эрозии—в конусах выноса и дельтах. За счет переработки континентальных выносов на побережье полезные компоненты могут дать узкие интенсивно обогащенные полосы.

Меловые отложения вдоль длительно существовавших палеовозвышенностей, затронутых более глубокой, чем в юрском периоде, эрозией, также весьма перспективны на ископаемые россыпи. Перспективные площади расширяются на запад и, кроме обрамления в Ферганской долине и Гиссарском хребте, включают в себя Зирабулак-Зиаэтдинские горы, межгорные области Чаткало-Кураминского региона, которые образуются на многочисленных источниках рудопроявлений и коренных месторождений золота. Менее перспективны площади Центральных Кызылкумов, характеризующиеся слабо эродируемой сушой и пониженной динамикой водной среды, несмотря на наличие в районе крупнейших месторождений (Мурунтау), где меловые отложения почти непосредственно налегают на продуктивные породы.

Возможность нахождения ископаемых россыпей аллювиального типа несколько снижается в верхнемеловых и раннетретичных (вплоть до эоцена) отложениях за счет максимального в это время выравнивания поверхности и перекрытия суши эпиконтинентальным морем. И только наличие сочленений континентальных выносов и прибрежно-морских фаций на востоке территории открывает перспективы возможного нахождения ископаемых россыпей.

Первая находка проявления ископаемых россыпей золота в верхнемеловых отложениях Зирабулак-Зиаэтдинских гор (1964 г.) свидетельствует о правильном научно обоснованном методе поисков ископаемых россыпей. Однако данная находка все же не свидетельствует о больших перспективах этих отложений, так как наиболее благоприятные условия формирования россыпей в этом районе установлены в нижнемеловых отложениях.

Альпийские тектонические движения, создавшие основные черты современного геологического строения, вывели на поверхность ранее скрытые узлы рудных проявлений. Мощные молассовые осадки миоцен-четвертичного времени, занимающие современные межгорные впадины и часть пустынных пространств республики, свидетельствуют об интенсивном разрушении горных сооружений. Эрозия привела к вскрытию новых и более древних формаций, к переотложению концентрации минеральных компонентов. Кратковременность процесса переотложения и незна-

чительные расстояния препятствовали завершению дифференциации осадка, поэтому поиски россыпей в молассовых формациях неогена представляют значительные трудности.

Условия формирования и закономерности размещения четвертичных россыпей

Ведущей, направляющей силой в формировании четвертичных россыпей являются новейшие тектонические движения. Неотектоника в сочетании с климатическими особенностями определяет характер осадконакопления и рельеф региона. Анализу этих факторов и влиянию их на дезинтеграцию коренных месторождений, перенос и аккумуляцию золота в россыпях и посвящен настоящий раздел.

Территория Узбекистана, как и всей Средней Азии, относится к области интенсивного горообразования, возникшей на месте эпигерцинской платформы. Современный горный рельеф оформился в результате тектонических движений, проявившихся в течение неоген-четвертичного времени. Движения эти имеют сводово-глыбовый характер. Размах и интенсивность их оказались максимальными в восточной части республики, где созданы высокие горы с сильно расчлененным рельефом (эпиплатформенный ороген), и минимальными в западной (эпигерцинская платформа). Граница между орогеном и платформой проходит по глубинному разлому, намеченному Д. П. Резвым, О. М. Борисовым и Б. Б. Таль-Вирским.

Большая активность орогена привела к постоянному расширению подвижной области. Об этом свидетельствует наличие в Кызылкумских возвышенностях только «ташкентских» и более молодых поверхностей выравнивания. К востоку в Нуратинском, а затем в Туркестанском, Кураминском и Чаткальском хребтах появляются все более древние поверхности выравнивания. На основании приведенных и некоторых других данных О. А. Рыжков (1959, 1952) приходит к выводу о том, что орогенный режим в окраинных частях подвижной зоны возник позже, чем в центральной. Этим можно объяснить и уменьшение высоты гор с востока на запад.

Как правило, горные области отделены от равнин и впадин разломами. Это, а также наличие молодых складок служит основанием для выделения своеобразных структур—горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. В пределах эпигерцинской платформы вырисовываются шесть следующих основных горст-антиклиналей: Букантау-Токтыныктауская, Северонуратинско-Тамдынская, Каратау-Туркестанская, Кульджуктауская, Зарафшано-Зиаэтдинская, Южнонуратинско-Ауминзатауская и Султануиздагская.

А. Г. Бабаев и Д. П. Резвой разделяют платформу на Кызылкумскую и Нуратинско-Зирабулакскую группы поднятий и прогибов, между которыми располагается крупная впадина, заполненная мезо-кайнозойскими отложениями.

Эпиплатформенная орогенетическая область включает Чаткало-Кураминский, Туркестано-Алайский и Зарафшано-Гиссарский мегантиклинории.

Кратко опишем только Северонуратинско-Тамдынскую горст-антиклиналь (рис. 87), так как в ней расположены изученные россыпи золота. Она охватывает Мальгузорские горы (2365 *м*) на востоке, Северонуратинский хребет (2136 *м*) и Тамдынское поднятие (888 *м*) на западе. Общая длина структуры 380—440 *км*, простирание в первых двух хребтах северо-западное, а в Тамдытау — широтное, а затем северо-восточ-

ное. К востоку Мальгузорское поднятие соединяется с Туркестанским. Между ними располагается Санзарская впадина.

Строение горст-антиклинали чрезвычайно сложное, благодаря широкому развитию разрывных нарушений. С севера она ограничена глубинным Северонуратинским разломом (флексурно-разрывная зона по О. А. Рыжкову), заложенным в палеозое, но неоднократно обновлявшемся, а с юга — взбросо-сбросом.

Амплитуда перемещения по северному разлому 100 *м*. Аналогична она и у северного подножья Тамдынских гор, где мощность четвертичных отложений, по данным К. К. Пяткова (1962), К. К. Пяткова и А. К. Бухарина (1962), составляет 130 *м*, в то время как в остальных районах Кызылкумов она не превышает 40 *м*. Амплитуда южного сброса меньшая — первые десятки метров. Внутри структуры установлено вытянутое поднятие оси складки. Оно образовалось также по двум ограничивающим блок разломам и создало ступенчатый крутой рельеф, в особенности на северных склонах.

Помимо крупных северо-западных разломов, в Северонуратинском хребте и Кызылкумах известны диагональные нарушения, пересекающие поднятие и простирающиеся в северо-восточном и близком к меридиональному направлениях. Установленная протяженность этих разломов более 30 *км*, и они смещают предыдущие, очерчивая поперечные блоки. Главные перемещения по диагональным нарушениям были также вертикальными. В результате произошло резкое вздымание Центрального и Койташского блоков в Северном Нуратау относительно соседних участков.

Тамдынское продолжение структуры осложнено Сангрунтауской, Аристантауской и Бельтауской брахискладками II порядка, простирающимися также на северо-восток.

Сопоставление герцинских структур с новейшими указывает на наличие между ними острого угла. Таким образом, древнейший структурный план не только унаследовался, но и развивался и несколько изменялся.

Изложенное позволяет наметить основные черты новейших тектонических движений Узбекистана.

1. Разрывные дислокации, играющие главную роль в неотектонике, разделяются на: а) более ранние субширотные или северо-западные (преимущественно обновленные герцинские разломы) и б) более поздние субмеридиональные или северо-восточные (новейшие). Своеобразие новейшей тектоники состоит во все увеличивающемся значении диагональных разломов и складок, по которым произошли поперечные поднятия.

2. Интенсивность движений в новейшее время достигла максимума, но при этом, как отмечают геологи, изучавшие неотектонику региона, периоды усиления движений чередовались с периодами относительного покоя. В первом случае расчленялся рельеф и накапливался грубообломочный материал, а во втором формировались поверхности выравнивания.

В основу анализа геоморфологического строения положены генетические категории и морфологические типы рельефа, сгруппированные по ведущим процессам (в первую очередь тектоническим) с учетом интенсивности их течения (Эпштейн, 1954).

Территория Узбекистана делится на две основные генетические категории рельефа: горную и равнинную области. В каждой области, образованной в результате тектонической и эрозионной деятельности, выделяются свои типы и подтипы рельефа.

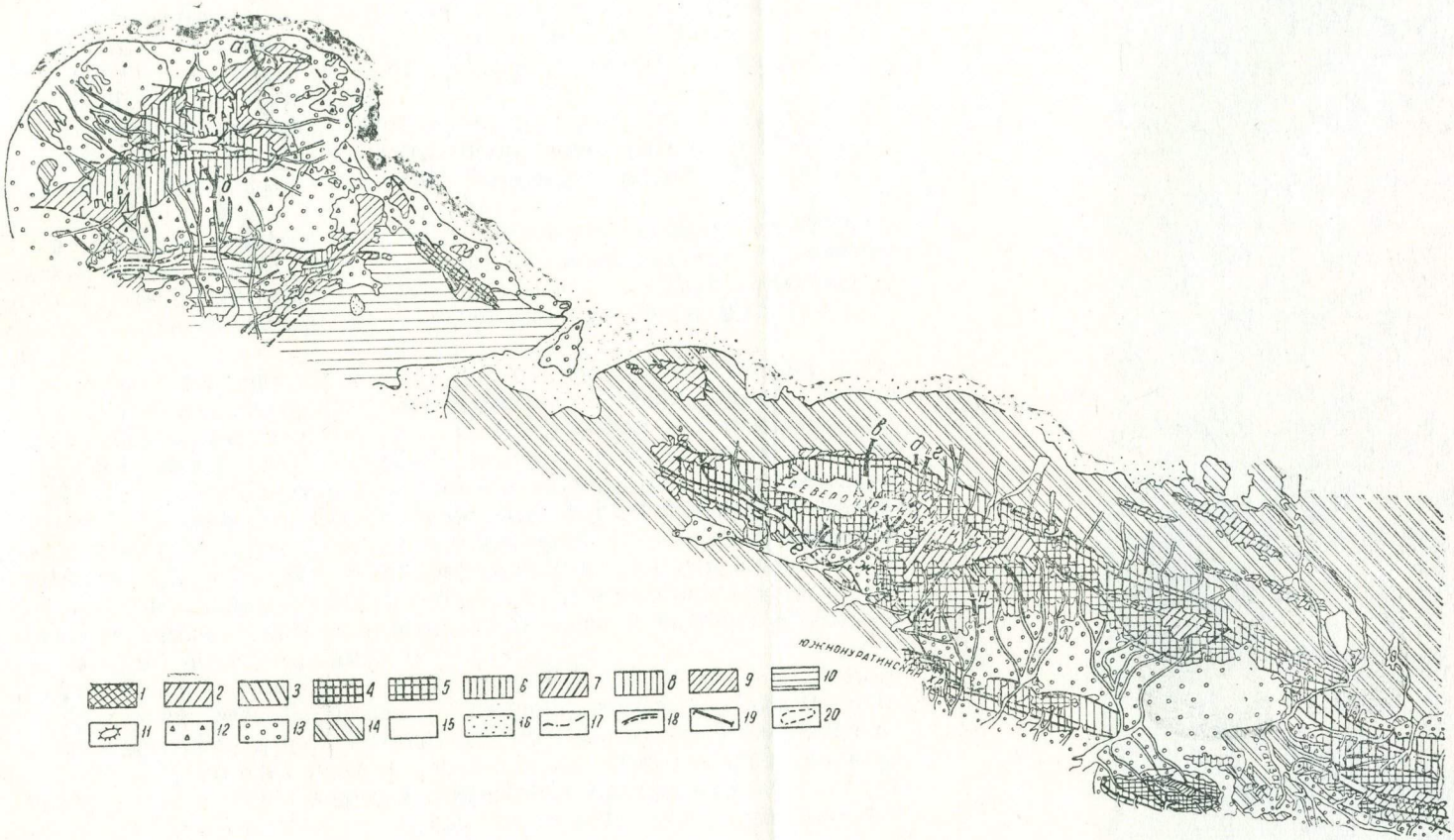


Рис. 87. Схема геоморфологического строения и новейшей тектоники Северо-Нуратинско-Тамдытауской горст-антиклинали. Составил Л. З. Палей.

Эрозионно-тектонический рельеф (область горного рельефа). *1*— зона высокогорного рельефа с альпинотипными формами: *1*—подзона гляциально-высокогорного рельефа (2000 *м*), *2*—подзона высокогорного крутосклонного рельефа (без следов ледниковой деятельности), 1500—2000 *м*, *3*—то же с мягкими склонами; II—зона среднегорного рельефа (значительное поднятие и эрозионное расчленение): *4*-подзона среднегорного крутосклонного рельефа (значительное быстрое поднятие и резкое эрозионное расчленение), 1000—1500 *м*, *5*—подзона среднегорного рельефа с мягкими склонами (значительное, но замедленное поднятие и плавное эрозионное расчленение с преобладанием денудации склонов), 1000—1500 *м*; III—зона низкогорного рельефа (значительное поднятие и эрозионное расчленение): *6*—подзона низкогорного грядово-холмистого рельефа (незначительное, но быстрое поднятие и интенсивное эрозионное расчленение с преобладанием денудации склонов), 500—1000 *м*, *7*—то же до 500 *м*, *8*—подзона низкогорного увалистого рельефа (медленное поднятие и плавное эрозионное расчленение), 500—1000 *м*, *9*—то же 500 *м*. Структурно-денудационный и тектоно-аккумулятивный рельеф (область равнинного рельефа): IV—зона денудационного рельефа—низкие и высокие плато: *10*—подзона низкого плато—плосковолнистые и увалисто-холмистые равнины на горизонтально или полого залегающих отложениях мезозоя (незначительное поднятие и расчленение), до 500 *м*; *11*—подзона высокого плато-увалисто-холмистые равнины на дислоцированных отложениях палеозоя (высоко поднятые древние поверхности выравнивания); V—зона аккумулятивного рельефа—предгорные равнины и межгорные долины (мощная аккумуляция при стабильном тектоническом режиме и предшествовавшем ему опускании): *12*—подзона плосковолнистых и наклонных равнин нижнечетвертичного возраста, *13*—то же среднечетвертичного возраста, *14*—подзона плоскогоризонтальных или пологонаклонных равнин верхнечетвертичного возраста, *15*—то же современных, *16*—подзона эоловых равнин (навеянных и перевеянных). Элементы новейшей тектоники: *17*—оси антиклиналей и направление их погружения, *18*—разломы установленные и предполагаемые. Россыпные проявления золота: *19*—долинные и террасовые приподнятые: *а*—Северотамдынское, *б* — Южнотамдынское, *в*—Темир-Кабук, *г*—Каттаич, *д*—Кискенсай, *е*—Гум, *ж*—Акчоп, *з*—Устук, *и*—Приозерное, *к*—Ерысай, *л*—Горхонсай, *м*—Кошрабад, *н*—Гужум, *о*—Юккорысарай; *20*—террасовые опущенные (погребенные).

К области горного рельефа (эрозионно-тектонический рельеф) относятся все перечисленные в предыдущем разделе горст-антиклинали и мегантиклинории. В целом для них характерны интенсивные новейшие поднятия, денудация и снос обломочного материала. Область делится на три зоны: а) высокогорного (абсолютные отметки более 1500 *м*), б) среднегорного (1000—1500 *м*) и в) низкогорного (до 1000) рельефа.

Высокогорный рельеф широко развит в Чаткало-Кураминском, Туркестано-Алайском и Зарафшано-Гиссарском мегантиклинориях. Незначительные по площади участки он занимает в Мальгузорских и обоих Нуратинских хребтах и отсутствует на остальной (западной и юго-западной) части территории.

По характеру рельефа, преобладающим процессам и высотам в зоне различаются три подзоны: гляциально-высокогорного рельефа, крутосклонного и с мягкими склонами без следов ледниковой деятельности.

Гляциально-высокогорный рельеф существует только в высотной части республики (эпиплатформенный ороген) на высоте более 2000 *м*. В других районах (Мальгузорские и Северонуратинские горы) гляциальные формы рельефа на высотах более 2000 *м* отсутствуют.

В этом типе рельефа выделяется два района. Первый из них охватывает наиболее высокогорные участки (выше снеговой линии). Рельеф его образован высоко поднятыми мел-палеогеновыми эрозионно-денудационными плоскими поверхностями, в которые врезаны троги и карры древнего и последнего оледенения. Троги эти заполнены современными ледниками и снежниками. Водно-эрозионные формы рельефа не развиты. Решающая роль в расчленении склонов принадлежит экзарационной деятельности движущихся ледников, солифлюкционным процессам и морозному выветриванию. Четвертичные отложения представлены ледниковыми (древние и современные морены) и гравитационными (осыпи и солифлюкции) образованиями.

Второй район расположен ниже снеговой линии. В нем, помимо ледниковых форм рельефа, развиты водно-эрозионные. Главные продольные долины (Зарафшан, Чаткал, Ангрен) образуют пойму (высоких террас нет); глубоко врезанные притоки питаются ледниковыми водами, в их верховьях находятся ледники и снежники разных размеров. Ниже по течению долины главных рек сужаются, а притоки превращаются в ущелья.

Золоторудные месторождения имеются в западной части Зарафшанского и в Чаткальском хребте. Золото в умеренносульфидных рудах этих месторождений субмикроскопическое и пылевидное, обычно не образует россыпей. В этих районах, в условиях субполярного климата и резко расчлененного рельефа, в отличие от северо-востока СССР (Шило, 1960), рудное вещество освобождается от жильного материала незначительно в связи с малой мощностью деятельного слоя и слабым развитием химического выветривания. Поэтому область гляциально-высокогорного рельефа относится к числу практически бесперспективных на аллювиальные и делювиальные россыпи.

Подзона высокогорного крутосклонного рельефа объединяет участки с абсолютными высотами от 1500 до 2000 *м*. Этот тип рельефа охватывает большую площадь, чем предыдущий. Отличительные черты подзоны — резко выраженный уклон поверхности, незначительное распространение элювиальных и делювиальных отложений, скапливающихся у подножий склонов, и интенсивное развитие процессов дезинтеграции коренных пород и транспортировки кластического материала. Ледниковые формы рельефа и поверхности выравнивания отсутствуют, они

уничтожены в результате водно-эрозионной деятельности усилившейся после интенсивного и быстрого поднятия территории. Речные долины (поперечные) глубоко врезаны в коренные породы, продольный профиль долин крутой, порожистый, поперечный—коньонообразный.

Коренные источники золота представлены в Зарафшанском хребте золотосодержащими скарнами, а в Кураминских и Северонуратинских горах — убогосульфидными кварцевыми жилами. Высвобождение рудного вещества из вмещающих пород здесь также незначительно, так как быстрое врезание рек приводит к непрерывному захвату и переносу ими разрушенного на склонах материала. Дополнительное поступление тяжелых материалов в речной аллювий, хотя и происходит за счет освобождения его при транспортировке водным потоком, не решает проблемы, ввиду отсутствия условий для аккумуляции аллювия и концентрации россыпей.

Подзона высокогорного рельефа с мягкими склонами образовалась при значительном, но замедленном поднятии и плавном эрозионном расчленении. Развита слабо. Во всех случаях участки подзоны по разломам примыкают к предыдущему подтипу рельефа. Рудопроявления или месторождения золота в ее пределах не известны.

Среднегорный рельеф имеет иное географическое распространение, чем высокогорный. Максимальные участки его находятся в Нуратинском хребте и Гобдунтау; в области же эпиплатформенного орогена занимаемая им площадь в два с лишним раза меньше площади высокогорной зоны. В Кызылкумской и Зирабулак-Зиаэтдинской горст-антиклиналях этот тип рельефа не развит.

Зона делится на две подзоны: крутосклонного и сглаженного рельефа.

Подзона среднего крутосклонного рельефа возникла в результате значительного быстрого поднятия и резкого эрозионного расчленения. Она занимает более высокую часть зоны (1200—1500 *м*) и непосредственно примыкает к крутосклонному подтипу высокогорного рельефа. Граница между ними условная, только по абсолютным отметкам. Характер рельефа одинаковый — большой уклон поверхности, крутые склоны и глубоко врезанные каньонообразные речные долины.

В пределах подзоны размещается несколько золоторудных месторождений и множество слабозолотоносных кварцевых жил и окварцованных зон дробления. Все они относятся к формации мало- и убогосульфидных руд с относительно крупным видимым золотом.

Климат в верхней части среднегорной зоны отличается от ледникового большей теплотой и влажностью. В результате создались условия, способствовавшие увеличению интенсивности процессов химического выветривания и соответственно высвобождению золота из кварца. В таком случае при пологом рельефе должны были образоваться аллювиальные россыпи. Однако последующие эрозионные процессы почти нацело уничтожили их.

Подзона среднегорного рельефа с мягкими склонами — следствие значительного, но замедленного поднятия и плавного эрозионного расчленения с преобладанием денудации склонов. Наиболее развита в Северонуратинском хребте, в меньшей степени — Каратюбинских горах, незначительно — в Гобдунтау, Мальгузорских горах и Южном Нуратау. Граница между сглаженным и крутосклонным рельефом резкая, по разломам. Для подзоны характерны склоны, покрытые элювиально-делювиальными образованиями, расширение речных долин, выполаживание продольного профиля и появление сравнительно протяженных эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас.

Из числа золоторудных проявлений, расположенных в этой подзоне, следует назвать Кошрабадское рудное поле (Чармитан и др.). Оно является источником питания золотом небольших аллювиальных россыпей по рекам Кошрабад, Юкорысарай, Гужум и Аткулак.

Зона низкогорного рельефа — последняя в горной области. Районы преобладающего распространения ее сдвигаются еще далее к западу и югу — в Кызылкумские возвышенности и Зирабулак-Зиаэтдинские горы. Она занимает более половины площади всей горной области. Разделение зоны на подзоны мы провели двояко: во-первых, по высотам — до 500 *м* и от 500 до 1000 *м* и, во-вторых, на: 1) грядово-холмистый рельеф (незначительное, но быстрое поднятие и интенсивное эрозионное расчленение) и 2) увалистый (медленное поднятие и плавное эрозионное расчленение с преобладанием денудации склонов).

Границы между подзонами с различной интенсивностью вздымания тектонические, а с одинаковой — постепенные. Не зависимо от высоты (до или более 500 *м*) в горст-антиклиналях имеются обе подзоны рельефа. Все указанные для предыдущих зон особенности строения рельефа имеют значение и в низкогорной зоне. Разница все же существует (так как значительно уменьшилась амплитуда вертикальных движений и изменился зональный климат), и состоит она в ослаблении резкости рельефа в быстро поднимающихся участках и в усилении значения сглаженных форм в участках, испытывающих медленное поднятие. При этом в речных долинах первой подзоны отчетливо превалирует эрозия и транспортировка материала, а во второй происходит дальнейшее расширение и выполаживание долин, уменьшение густоты речной сети и все более отчетливо проявляются террасовые поверхности, т. е. аккумулятивные формы рельефа. В связи с этим необходимо кратко остановиться на стратиграфии четвертичных отложений и гидрогеологии региона.

Н. А. Когай (1960, 1962), занимающийся унификацией четвертичных отложений Узбекистана, предлагает разделить территорию республики в связи с ее неоднородностью на два района: 1) предгорные и горные (включая низовья Амударьи и Сырдарьи) и 2) внутренние Кызылкумы.

В основу расчленения четвертичных отложений положены схемы, разработанные Н. П. Васильковским (1951, 1957) для Ферганской долины и Ю. А. Скворцовым (1940, 1959) для Пригашкентского района. Они выделили нанайскую (Q_1), ташкентскую (Q_2), голодностепскую (Q_3) и сырдарьинскую (Q_4) аллювиально-пролювиальные свиты, получившие подтверждение при детальных исследованиях во всех горных и предгорных областях Узбекистана.

Главным источником питания горных рек водой являются ледники и снежники. Кроме того, количество атмосферных осадков в горах в полтора раза превышает испарение; избыток влаги также поступает в русловой поток. Таким образом, четвертичные отложения горных и предгорных областей образуются постоянно функционирующими реками.

Климат внутри четвертичного периода изменялся, вероятно, в сторону увеличения его аридности. На это указывает постепенное убывание глинистой фракции в составе отложений: в первых двух свитах (нанайской и ташкентской), представленных в основании конгломератами, она занимает существенное место, а в голодностепских и сырдарьинских галечниках количество глины значительно меньше.

В Кызылкумах физико-географические условия, естественно, другие: 1) они отделяются уступом от аллювиальных равнин Сырдарьи, Амударьи и Зарафшана; 2) Букантауское, Алтынтауское, Тамдытауское, Ауминзатауское и другие поднятия возвышаются над Кызылкумским плато всего на 285—700 *м* и не выходят из границ единой климатической зоны; 3) постоянного руслового водного потока нет, так как испа-

рение преобладает над количеством атмосферных осадков. Обломочный материал сносится с гор временными водотоками, образуя в предгорьях мощные пролювиальные шлейфы.

Рассмотрим положение золоторудных месторождений в низкогорной зоне и возможности для формирования россыпей.

В подзоне грядово-холмистого рельефа находятся месторождения обеих ветвей Нуратинского хребта, Зирабулак-Зиаэтдинских, Тамдынских (северный склон) и Букантауских гор. Только Букантауский объект умеренносульфидный, все остальные — малосульфидные. Золото повсеместно видимое.

В большинстве названных районов окислительные процессы развиты весьма интенсивно, а на месторождениях с повышенным количеством сульфидов образуются железные шляпы (Тамдыбулак, Кокпатас), что благоприятствует полному высвобождению золота из руды. Однако расчлененность рельефа способствует сносу материала, а не образованию элювиальных россыпей. На отдельных же равнинах, например в центральной части гор Кокпатас, золотоносный элювий занимает большую площадь (0,3 $км^2$). Вообще роль подзоны в формировании россыпей важная. В ее пределах осуществляется не только последняя сортировка и переадресовка металлоносного аллювия, поступающего из более высоких зон (в Нуратинском хребте), но и высвобождается много рудных компонентов для нижеследующей подзоны.

Подзона увалистого рельефа резюмирующая. В ней по существу реализуются все вышеописанные подготовительные процессы. Как правило, главная часть основных россыпей золота и максимальные концентрации полезных минералов в шлихах приурочены к данной подзоне. На территории подзоны располагается месторождение Мурунтау.

Область равнинного рельефа, занимающая более трех четвертей всей территории региона, включает: а) низкие и высокие плато (последние описаны в предыдущем разделе) — зона денудационного рельефа; б) предгорные равнины и межгорные долины (грабен-синклинали), объединяющиеся в зону тектоно-эрозионно-аккумулятивного рельефа и в эолово-аккумулятивный рельеф.

Низкие плато — это плосковолнистые и увалисто-холмистые равнины, выработанные денудационными процессами на горизонтально или полого залегающих отложениях мезозоя. Они играют отрицательную роль в россыпеобразовании, так как представляют собой область сноса, возникшую в результате незначительного поднятия и слабого эрозионного расчленения. Развиты низкие плато в Кызылкумах.

Наибольший интерес в названной зоне представляют предгорные равнины и межгорные долины, в которых накапливается продуктивный аллювиальный и пролювиальный материал, сносимый с гор. По характеру этот тип рельефа эрозионно-аккумулятивный с резким преобладанием процессов аккумуляции над эрозией. В нем еще более отчетливо, чем в низкогорной зоне, проявляются расширение и выполаживание речных долин. Для формирования россыпей максимальное значение имеет полоса шириной до 10 *км*, окаймляющая горст-антиклинали. На такое расстояние от подножья гор выносятся золото и другие полезные минералы, которые концентрируются там.

Эоловые пески слагают громадные площади. Возможность содержания в них рудных компонентов не проверялась.

Все приведенные выше материалы по неотектонике и геоморфологии показывают, что рельеф территории Узбекистана по строению отличается от рельефа других россыпных районов Советского Союза и, в первую очередь, от Южноуральских (Коноваленко, 1960) и Северовосточных (Шило, 1953).

Попытаемся обосновать своеобразие Узбекистанских, да и вообще Тяньшанских, условий формирования россыпей (Палей, 1960).

Анализ строения современного рельефа показывает, что каждая из трех зон, выделенных в горной области (высокогорная, среднегорная и низкогорная), разделяется на две подзоны: а) крутосклонного рельефа, возникшую в результате быстрого поднятия и интенсивного эрозионного расчленения и б) рельефа с мягкими склонами, возникшую в результате замедленного поднятия и плавного эрозионного расчленения.

Принципиального различия в характере процессов, протекающих в аналогичных подзонах всех зон, нет. Как в высокогорной и среднегорной, так и в низкогорной зоне рельефа на участках, испытавших быстрое поднятие, резко преобладают процессы денудации и сноса продуктов разрушения горных пород. Аккумуляция в них заметной роли не играет. В высокогорном рельефе, естественно, эти процессы более контрастны, а глубина эрозии значительнее, чем в среднегорном и тем более низкогорном. Но суть явлений и их влияние на россыпеобразование от этого почти не меняются.

На участках, претерпевших замедленное поднятие, в отличие от первых, важное значение приобретает аккумуляция при сохранении роли транспортировки и сведении к минимуму процессов сноса материала со склона.

Таким образом, в горной области нужно различать два главных морфогенетических типа рельефа: 1) зона преобладающей денудации и сноса; 2) зона равнозначных аккумуляции и транспортировки.

В области равнинного рельефа мы учитываем часть аккумулятивной зоны — предгорные равнины и межгорные долины, примыкающие к горст-антиклинали (рассматривается пояс шириной до 10 *км*, окаймляющий горную область).

Ниже приводятся площади (%) выделенных зон рельефа в Узбекистане и на северо-востоке СССР (бассейны Колымы, Индигирки и Яны) по данным Н. А. Шило (1958).

	Узбекистан	*СВ СССР*
Область горного рельефа	43	85
Зона преобладающей денудации и сноса (быстрое поднятие)	29	37
Зона равнозначных аккумуляции и транспортировки (замедленное поднятие)	14	50
Область равнинного рельефа		
Зона аккумуляции	57	20

Как отмечает Н. А. Шило, все россыпи левобережья Колымы приурочены к зоне низкогорного рельефа, в которой наиболее интенсивно развиты процессы разрушения и сортировки обломочного материала и на днищах долин накапливаются тяжелые минералы.

В аналогичных условиях располагаются россыпи Среднего и Южного Урала. В Узбекистане, в противоположность Северо-Востоку СССР и Уралу, зона низкогорного рельефа, в понимании Н. А. Шило (зона равнозначных аккумуляции и транспортировки по Л. З. Палею), занимает меньшую площадь за счет резко преобладающих зон денудаци и сноса и зоны аккумуляци равнинной области.

Таким образом, главная особенность условий образования россыпей в Узбекистане заключается в том, что процессы, благоприятствующие их формированию, только начинают проявляться в зоне замедленного поднятия; наибольшее же распространение они получают в зоне аккумуляции равнинной области. С этой точки зрения проблема россыпей в республике почти не изучалась.

Как мы видели на примерах Нуратинских месторождений, все промышленные скопления россыпей связаны с аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями, приуроченными к долинам современной речной сети (аналогичное явление наблюдается и в долинах рек Кассансай, Чаткал и других на территории Киргизии).

Как показано выше, в четвертичных отложениях, помимо общих поднятий, повсеместно проявляются разрывные и складчатые дислокации, причем интенсивность и размах их убывают от более древних

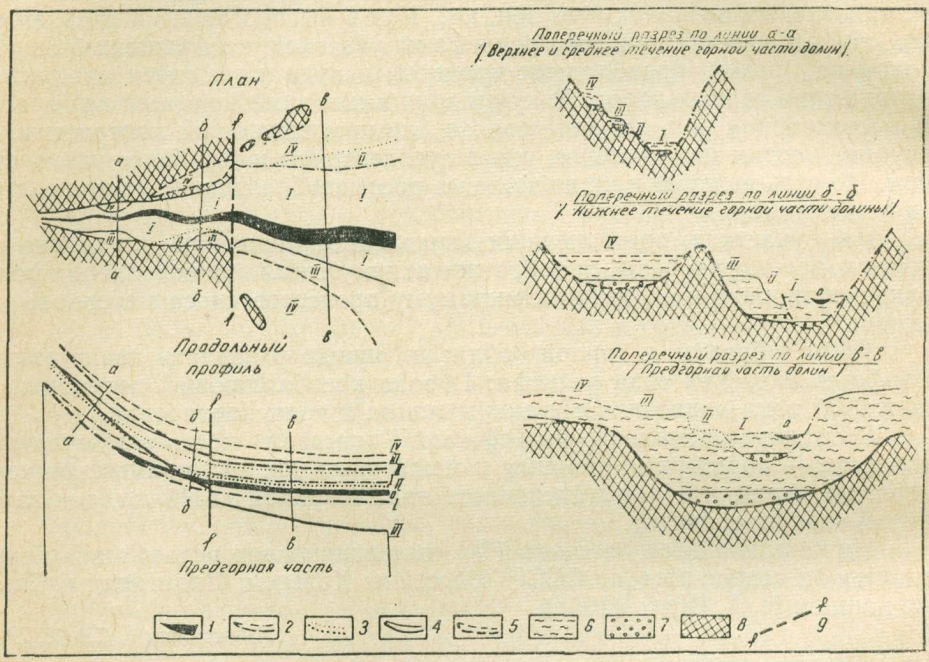


Рис. 88. Схема строения золотоносных речных долин Нуратинского хребта.

1—пойма, *2*—терраса (на разрезах для всех террас верхняя линия—поверхность, нижняя—плотик); *3*—II терраса, *4*—III терраса, *5*—IV терраса, *6*—торфа (незолотоносный пласт), *7*—золотоносный пласт, *8*—коренные породы, *9*—сброс.

циклов к молодым. Установлено, что каждый тектоно-эрозионный цикл завершался возбуждением тектонической деятельности, обусловившей, с одной стороны, перераспределение гидрографической сети, а с другой, размещение и вертикальную последовательность уже сформированных террас, слагающих их отложений, россыпей золота и других полезных компонентов.

Рассмотрим строение и размещение четвертичных россыпей в свете высказанных соображений о специфичности условий их формирования (рис. 88).

Россыпи образовались в начале четвертичного периода, когда произошло обособление межгорных депрессий и горных хребтов. Это эпоха первого оледенения, длительной континентальной денудации и выработки современной гидрографической сети. В высокогорной зоне в результате этого возникли морены, в среднегорной — останцы эрозионных поверхностей наиболее высоких уровней, и лишь в конце среднегорной и главным образом в подзоне низкогорного рельефа сохранились относительно большие площади террас (Q_I), являющихся по характеру эрозионно-аккумулятивными. Сложены древние террасы конгломератами с типичным грубообломочным несортированным материалом.

Интенсивность и длительность процессов денудации способствовали разрушению коренных источников золота и других полезных компонентов, но не благоприятствовали сортировке и дезинтеграции переносимого материала, высвобождению и аккумуляции в нем минералов тяжелой фракции и золота.

Следующий этап в общем аналогичен предыдущему. Отличие его заключается в том, что очередное поднятие хребтов, вызвавшее второе оледенение (или снежник), было приблизительно в два раза меньшим, а продолжительность эрозионного цикла такой же. Благодаря этому интенсивность процессов денудации уменьшилась и создались условия для сортировки материала и его дезинтеграции, доходящей до стадии полного освобождения частиц золота и накопления их в аллювии. Глубина врезания рек в аллювий Q_1 все же превзошла его мощность, и он был почти полностью размыт в среднегорной части первой подзоны рельефа и частично в низкогорной. В нижнем течении многих долин (Устук-Акчоп, Гум, Шох в Северном Нуратау) русло избрало себе новое направление под влиянием новейших тектонических движений и односторонности боковой эрозии. Асимметричное формирование долин осуществлялось на протяжении всех циклов эрозии.

Образовавшиеся во второй этап отложения (Q_2) представлены в высокогорной части рельефа моренами, в среднегорной — остатками флювиогляциальных террас, а в низкогорной — обрывками эрозионно-аккумулятивных террас. В аллювии террас уже наблюдается сортированность материала, приуроченность крупных валунов к их основанию.

Весь ход истории привел к формированию в характеризуемой террасе богатой золотой россыпи, причем даже в низовьях долин преобладают крупные золотины (Каттаич, Темиркабук, Чаткал, Кассансай).

Показательно также, что на всем протяжении в зоне горного рельефа терраса сохраняет эрозионно-аккумулятивный характер и является висячей по отношению к поверхности области равнинного рельефа. В зоне равнинного рельфа она опущена на 70—120 *м* и погребена под более молодым аллювием. Вместе с террасой и слагающими ее отложениями опущена и погребена россыпь. В дальнейшем она больше не подвергалась ни эрозии, ни тем более отработке, и поэтому представляет значительный интерес как по концентрации полезных компонентов, так и по масштабам.

Поднятия хребтов после завершения второго этапа происходили неоднократно, но были не столь значительными, что привело к резкому уменьшению интенсивности эрозии.

В третий этап отложения Q_2 были размыты только в горной части хребтов, а в равнинной лишь незначительно затронуты эрозией. Здесь отложения Q_2 перекрыты песчано-галечниковыми пластами Q_3, содержащими в ряде районов повышенные концентрации золота (Чаткал, Кассансай, Тамдынский хребет).

В конце четвертичного этапа происходит усиленная аккумуляция, приведшая к превращению вновь образовавшейся россыпи из русловой в долинную. Распространена она, как и обычно, в зоне замедленного поднятия в области равнинного рельефа.

Концентрации золота в отложениях Q_3 и Q_4, хотя и повышенные, но более низкие, чем в россыпи Q_2, а знаки золота преобладают мелкие и средние по размеру. Несмотря на это, верхнечетвертичные и современные россыпи прослеживаются на 3—4 *км* в зоне равнинного рельефа (Каттаич, Темиркабук), что дает возможность сделать следующие важные выводы:

1) россыпи Q_3 и Q_4 заслуживают изучения в пределах горного рельефа с мягкими склонами (зона равнозначных аккумуляции и транспор-

тировки) и главным образом в области равнинного рельефа в районах, обогащенных золотом;

2) наличие в равнинной области россыпи Q_4, даже по данным шлихового опробования, служит достаточным основанием для предположения о существовании более богатой и протяженной погребенной россыпи Q_4.

Как указывалось, первая попытка вскрыть погребенную россыпь р. Каттаич не была завершена. Но полученные положительные результаты по золотоносности верхней части разреза конгломератов — серьезное подтверждение наших выводов.

На основании установленных закономерностей, данных поисково-разведочных работ и интерпретированных результатов шлихового опробования (Палей, 1959) выделяется ряд перспективных участков (площадей) на долинные, террасовые (времени Q_3 и Q_4) и погребенные (времени Q_2) россыпи золота на всей территории республики (табл. 51).

Как видно из таблицы, наиболее перспективными на погребенные типы россыпей являются северные предгорья Северо-Нуратинских и Зирабулак-Зиаэтдинских гор; на террасовые — бассейн рек Чирчик—Чаткал.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии, Изд-во АН УзССР, 1960.

Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич В. А., Горьковой О. П., Калабина М. Г., Малахов А. А., Мирходжаев И. М., Раджабов Ф. Ш. Основные этапы магматизма, В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Изд-во АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х. М., Горьковой О. П., Шмулевич Г. Д. Сложнопостроенные дайки Кураминского хребта, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 8, 1955.

Абдуллаходжаев А. А., Петров Н. П., Расулов Ш. К., Хамрабаев И. Х., Коры выветривания Узбекистана, В сб. «Кора выветривания», вып. 6, 1963.

Аверин Ю. А. Возрастные взаимоотношения порфиритовых даек и рудных жил на Чадакском месторождении УзССР, «Узб. геол. журнал», 1960, № 1.

Аверин Ю. А. К вопросу о генезисе Чадакских жильных скарнов и карбонатов, «Узб. геол. журнал», 1960, № 6.

Аверин Ю. А. О морфологии рудных тел низкотемпературных месторождений золота, Ученые записки САИГИМСа, вып. 7, 1962а.

Аверин Ю. А. Металлогенические особенности золоторудных месторождений Восточной Курамы, «Узб. геол. журнал», 1962б, № 2.

Аделунг А. С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная часть Кураминских гор, В кн. «Геология УзССР», т. 1, Изд. Ком. наук УзССР, ОНТИ, 1937.

Аделунг А. С. Краткая характеристика геологического развития Чаткало-Кураминских гор, В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Изд-во АН УзССР, 1958.

Аделунг А. С. Тектоническая карта восточной и центральной части Средней Азии, В сб. «Методика составления металлогенических карт», Изд-во «Наука» УзССР, 1964.

Айзенштат И. А. Золотоносные металлогенические зоны и генетические типы эндогенных месторождений золота Средней Азии, «Узб. геол. журнал», 1959, № 1.

Айзенштат В. И. Пермские малые интрузии Алмалыкского района, «Узб. геол. журнал», 1966, № 4.

Альбов М. Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 4.

Альбов М. Н. О роли структурных факторов в гипергенном обогащении жильных месторождений, В сб. «Вопросы геологии Азии», посвященном 90-летию акад. В. А. Обручева, Изд-во АН СССР, т. 2, 1955.

Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений на примерах Урала, Международный геологический конгресс, XXI сессия, Доклады советских геологов, проблема 16 (генетические проблемы руд), М., Госгеолтехиздат, 1960.

Андреев А. А. Каталог полезных ископаемых русского Туркестана, Ташкент, Типолитография В. И. Ильина, 1912.

Арапов В. А. Некоторые закономерности размещения оруденения в Алмалыкском рудном поле, Труды Главгеологии УзССР, сб. № 2, Ташкент, 1962.

Арапов В. А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминско-

го региона (Срединный Тянь-Шань), В сб. «Вулканогенные и вулканоплутонические формации», Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Арапов Ю. А. К минералогии некоторых месторождений Карамазара, Труды Тадж. базы АН СССР, т. IV, М., Изд-во АН СССР, 1935.
Аронов В. А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона, Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания, т. II, Изд-во «Недра», 1966.
Аскаров Ф. А., Хамрабаев И. Х. Геохронология магматических процессов Западного Узбекистана, В сб. «Абсолютная датировка тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.», М., Изд-во «Наука» АН СССР, 1966.
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Мусин Р. А., Якубов Д. Х. О тектоническом строении Алмалыкского рудного района, «Узб. геол. журнал», 1963, № 3.
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Состав и строение *палеозойского фундамента Узбекистана*, т. 1. (*Западный Узбекистан*), Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Бабаев К. Л. К вопросу о золотоносности Нура-Тау, «Изв. АН УзССР», 1947, № 2.
Бабаев А. Г. *Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений* Западного Узбекистана, Ташкент, 1959.
Бадалов С. Т. Сравнительное изучение халькопирита и молибденита из рудных месторождений Карамазара, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 13, 1959.
Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Бадалов С. Т. Некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил, Проблемы постмагматического рудообразования, т. II, Прага, 1965а.
Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района, Изд-во «Наука» УзССР, Ташкент, 1965б.
Бадалов С. Т. О роли преобладающих компонентов в геохимии второстепенных и редких элементов рудных месторождений, «Геохимия», 1965в, № 9.
Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях, В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Бадалов С. Т., Касымов А. К. К геохимии золота и серебра в рудных месторождениях Алмалыка (УзССР), «Узб. геол. журнал», 1961, № 5.
Бадалов С. Т., Еникеев М. Р. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтынтопканском рудных полях Карамазара, «Узб. геол. журнал», 1964, № 5.
Бадалов С. Т., Моисеева М. И. *К геохимии важнейших рудообразующих* элементов Кураминского хребта, «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Бадалова Р. П. *К минералого-геохимической характеристике золота* гидротермальных рудопроявлений Западного Узбекистана, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 14, 1962.
Бадалова Р. П. Стадии минералообразования в золоторудных формациях Западного Узбекистана, Записки Узб. отд. ВМО, вып 16, 1964а.
Бадалова Р. П. О кварце и его метаморфизме в золотоносных жилах Западного Узбекистана, Вопросы минералогии и геохимии, Изд-во «Наука» УзССР, 1964б.
Бадалова Р. П. К вопросу минералогии гипергенного золота в зоне окисления золоторудных месторождений Западного Узбекистана, Труды ТашГУ, вып. 234, 1964в.
Бадалова Р. П. Главнейшие гипергенные минералы золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана, Труды ТашГУ, вып. 273, 1966.
Бадалова Р. П., Бадалов С. Т. О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях, «Узб. геол. журнал», 1964, № 5.
Бадалова Р. П., Палей Л. З. Основные черты металлогении золота в Западном Узбекистане, Геология рудных месторождений, т. VII, № 5, 1965.
Бадалова Р. П., Палей Л. З. Золоторудные формации Узбекистана, В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Бадалова Р. П., Бадалов С. Т. *О пробности золота из эндогенных месторождений* и рудопроявлений Узбекистана, ДАН СССР, т. 173, 1967, № 4.
Бадалова Р. П., Мещанинова Г. С., Мещанинов Е. З. *К минералогии золоторудного месторождения* Ак-Турпак, Труды ТашГУ, 1967.
Баженов В. В. Некоторые особенности распределения золота в кварцевых жилах Саралинского рудного поля, «Разведка и охрана недр», 1963, № 3.

Баймухамедов Х. Н. Субвулканические дайки Зирабулак-Зиаэтдинских гор и их отношение к золоторудной минерализации района, «Узб. геол. журнал», 1960, № 2.
Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Арифджанов Т. Х., Курбанов А. С. Особенности геологии и условия размещения оруденения некоторых золоторудных месторождений Узбекистана, «Узб. геол. журнал», 1963, № 3.
Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Говлич Т. И., Курбанов А. С. Геолгическое строение и некоторые закономерности размещения гидротермальных месторождений в западной части Зеравшанского хребта, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Бартольд В. В. Туркестан в эпоху Монгольского нашествия, М., Изд-во АН СССР, 1922.
Бессмертная М. С. Редкие элементы в золоторудных месторождениях, Генетические типы месторождений редких элементов, М., Изд-во «Наука», 1966.
Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд, М., Госгеолтехиздат, 1958.
Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, М., 1938.
Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, М., Госгеолтехиздат, 1955.
Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота, Избранные труды, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1959.
Божинский А. П. Группировка россыпных месторождений для выбора эффективных методов их разведки, Мат-лы по геологии цветных, редких и благородных металлов, Труды ЦНИГРИ, вып. 2, 1958.
Бок И. И. Лиственниты, их особенности, разновидности и условия формирования, «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 22, 1956.
Борисов О. М., Рахматуллаев Х. Р. Петрография Букантау, Алтынтау, В кн. «Петрография Узбекистана», книга 1, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Бородаевский Н. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений, Международный геол. конгресс, XXI сессия, Доклады советских геологов, Проблема 16, Изд-во АН СССР, 1960.
Бородаевский Н. И. Генетические типы гидротермальных золоторудных месторождений СССР, «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, М., Изд-во «Наука», 1964.
Бородаевская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале, ЗВМО, ч. 73, вып. 2—3, 1944.
Брагин И. К., Гольдшмидт Э. Х., Калабина М. Т., Малахов А. А. Глубины образования и вертикальный размах оруденения Чаткало-Кураминских гор, ДАН СССР, 1966, т. 169, № 6.
Брагин И. К. О глубинах образования некоторых эндогенных рудных формаций Узбекистана, Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. II, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана, Труды Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6, Ташкент, 1951.
Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, 1952.
Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана, Труды комиссии по изучению четвертичного периода, вып. XIII, М., 1957.
Вебер В. Н. «Поверхность и недра», 1917, № 4, стр. 145—150.
Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии, т. I, Самородные элементы, вып. 2, Изд-во АН СПб, 1909.
Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, кн. 1, М., Изд-во АН СССР, 1959.
Викторов В. Ф. Постмагматические изменения пород в Алмалыкском районе, «Узб. геол. журнал», 1964, № 1.
Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений, М., Госгеолтехиздат, 1962.
Гарьковец В. Г. О связи Урала и Тянь-Шаня, Труды Главгеологии УзССР, вып. IV, Ташкент, 1964.
Герман-Русакова Д. Д. Миграция элементов в зоне окисления Блявинского медно-колчеданного месторождения на Южном Урале, Труды ИГЕМ, вып. 68, 1962.

Голованов И. М. Кристаллы натрярозита из полиметаллического месторождения Кургашинкан (УзССР), ЗВМО, вторая серия, ч. 89, 1960.
Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашинкан, Изд-во «Наука», 1965.
Голованов И. М., Мусин Р. А. Эндогенные формации меди, Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. I, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Голованов И. М., Алехина З. В. К минералогии и геохимии медно-молибденового месторождения Дальнее в Алмалыкском рудном районе (УзССР), «Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1967.
Горбунов Е. З. К вопросу о дальности переноса россыпного золота от коренных источников», Советская геология», 1959, № 6.
Григорьев Д. П. Онтогения минералов, Изд. Львовского ин-та, 1961.
Даргевич В. А., Дранишникова Л. И., Игнатова В. Ф., Каштанов В. А. Генетические типы россыпей Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их размещения, Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, М., Госгортехиздат, 1960.
Делибо Т. М. О погребенных россыпях в Степнякском районе Северного Казахстана, «Советская геология», 1941, № 4.
Жариков Б. И., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями, В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов, М., Изд-во «Недра», 1965.
Жемчужный С. Ф. Физико-химическое исследование самородков в связи с вопросом о их генезисе, Известия Института физ.-хим. анализа АН СССР, т. II, вып. 1, 1922.
Железнов В. М. Некоторые черты четвертичных тектонических движений в Юго-Западных Кызылкумах (горы Ауминзатау и Кульджуктау), Труды Главгеологии УзССР, сб. 2, Геология, Госгеолтехиздат, 1962.
Закиров Т. З. Связь первичного медного оруденения с трещиноватостью пород, «Узб. геол. журнал», 1958, № 5.
Закиров Т. З. К вопросу об условиях и закономерностях формирования прожилково-вкрапленных руд одного из месторождений Алмалыка, Труды СазПИ, вып. 12, Ташкент, 1960.
Закиров Т. З., Курбанов А. С. О генетических формах нахождения золота в постмагматических месторождениях Северо-Зирабулакской золотоносной зоны (Западный Узбекистан), Труды ТашПИ, вып. 34, Ташкент, 1966.
Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
Звягинцев О. Е. Рецензия на книгу В. М. Крейтера и др. «Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений», «Геохимия», 1959, № 6.
Иванов П. П. К истории развития горного промысла в Средней Азии, Л.—М., ГОНТИ, 1932.
Иванов В. В. Кадмий, В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1, 1964.
Исламов О. И. Из истории горного дела и геологических представлений у народов Средней Азии с древнейших времен до XVIII в., Очерки по истории геологических знаний, АН СССР, вып. 4, 1955.
Карпова Е. Д. К металлогении северной части варисского складчатого пояса Тянь-Шаня, Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза, М., Госгеолиздат, 1953.
Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира, «Советская геология», 1959, № 8.
Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня, В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
Касымов А. К. Минералого-геохимические особенности золота Сарта-Буткана, «Узб. геол. журнал», 1959, № 3.
Касымов А. К. Тинтикит из Центральных Кызылкумов, «Узб. геол. журнал», 1963, № 6.
Касымов А. К. Тодорокит и гаусманит из Сарта-Буткана, Вопросы минералогии и геохимии, Сб., посвященный 100-летию со дня рождения акад В. И. Вернадского, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Касымов А. К. Цириловит из Центрального Кызылкума, «Узб. геол. журнал», 1966, № 1.
Князев Н. И. Гидротермально измененные карбонатные породы, В сб. «Измененные околорудные породы и их значение». М., 1954.
Когай Н. А., Мамедов Э. Д. О результатах расчленения четвертичных отложений Кызылкумов, «Узб. геол. журнал», 1960, № 3.

Когай Н. А. К стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана, Труды Главгеологии УзССР, сб. 2, Геология, Госгеолтехиздат, 1962.
Коноваленко С. С. Основные закономерности размещения россыпей на Южном Урале, Закономерности размещения полезных ископаемых т. IV, Госгеолтехиздат, 1960.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов, В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1963.
Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка, Труды САИИ, вып. 13(2), 1941.
Королев А. В. Рудное золото в Средней Азии и задачи его изучения, Труды I Среднеаз. конференции по золоту 1—4 декабря 1940 г., Ташкент, 1942.
Королев А. В. Классификация морфогенетических типов рудных тел, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
Королев А. В. Месторождения медных, золотых и полиметаллических руд Алмалыкского района, Геология СССР, Госгеолиздат, 1948.
Королев А. В., Бадалов С. Т. О первичной зональности оруденения в Алмалыкском рудном поле, «Геология рудных месторождений», 1959, № 5.
Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд, Изд-во «Недра», 1965.
Королева З. А. К изучению медных порфировых руд Кальмакырского месторождения в Алмалыке, «За недра Средней Азии», 1935, № 7.
Королева З. А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1941.
Королева Н. Н., Маркова Э. А. Распределение золота в сульфидах некоторых золото-сульфидных месторождений Средней Азии, В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Королева Н. Н., Королев В. А. Золото-сульфидное оруденение в карбонатных породах — новый тип золоторудной минерализации в Средней Азии, «Геология рудных месторождений», 1966, № 5.
Крейтер В. М. О статье Ф. В. Чухрова «О миграции золота в зоне окисления», «Изв. АН СССР», сер. геол. 1948, № 6.
Крейтер В. М. [и др.]. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений, М., ОНТИ, 1958.
Курбанов А. С. О формах нахождения золота в постмагматических месторождениях в Северо-Зирабулакской зоне, Аннотации Н. И. Р. ТашПИ, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Курбанов А. С. Вещественно-минералогический состав и последовательность минералообразования золоторудных месторождений Северо-Зирабулакской золотоносной зоны, Аннотации докладов Н. И. Р. ТашПИ, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Курбанов А. С. Этапы и стадии минералообразования золоторудных м-ний Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Тезисы Н. И. Р. ТашПИ, Ташкент, 1966.
Кустарникова А. А., Рахматуллаев Х. Р. О роли палеовулканизма в золоторудной минерализации Центральных Кызылкумов, ДАН УзССР, 1967, № 5.
Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении, «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.
Кушнарев И. П., Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 5.
Леонов Г. Благородные металлы в Туркестанском крае и их добыча, «Изв. Туркестанского отдела русского географического общества», т. XIV, вып. 1, 1918.
Линдгрен В. Месторождения золота и платины, М.—Л., Цветметиздат, 1932.
Линдгрен В. Минеральные месторождения, вып. III, М.—Л., ОНТИ, 1935.
Литвинский Б. А. Древнейшие страницы истории горного дела Таджикистана и других республик Средней Азии. Изд-во АН ТаджССР, вып. 19, 1954.
Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов, Л., Гостоптехиздат, 1963.
Малахов А. А. Малые элементы в сульфидах магнетитовых, полиметаллических и флюоритовых месторождений, В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Изд-во АН УзССР, 1958.
Малахов А. А. Некоторые особенности арсенопирито-полиметаллической минерализации Мишиккола, «Узб. геол. журнал», 1959, № 4.
Малахов А. А. О влиянии вмещающих пород и металлогенического фактора на концентрацию кадмия в сульфидах Карамазара, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.

Малахов А. А. Семейства родственных рудных формаций — основа принятой систематики, Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. I, Изд-во «Наука» УзССР, 1966а.
Малахов А. А. Развитие основных принципов в генетических систематиках эндогенных полезных ископаемых, Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. I, Изд-во «Наука» УзССР, 1966б.
Малахов А. А. Опыт систематики эндогенных рудных формаций вольфрама, молибдена, олова, марганца, свинца и цинка, золота, ртути и сурьмы, флюорита, волластонита и алунита, Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. 2, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Мамедов Э. Д. К стратиграфии новейших континентальных образований Центральных Кызыл-Кумов, Труды САГУ, вып. XVIII, Ташкент, 1957.
Массон М. Е. К истории горной промышленности Карамазара, Труды Тадж. базы АН СССР, т. IV, 1935.
Массон М. Е. К истории горного дела на территории Узбекистана, АН УзССР, Ташкент, 1953.
Моисеева М. И. Алунит и ярозит из Алмалыка, «Узб. геол. журнал», 1959, № 2.
Моисеева М. И. Минералогические и генетические особенности одного из золоторудных месторождений Кураминского хребта, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.
Моисеева М. И. Минералогическая характеристика золота одного из месторождений Кураминского хребта, «Узб. геол. журнал», 1964, № 6.
Моисеева М. И. Минералогические особенности золота Чадака (Кураминский хребет), В сб. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Моисеева М. И. К вопросу о генезисе кварцево-рудных жил в Кураминском хребте, «Узб. геол. журнал», 1966, № 2.
Моисеенко В. Г. Метаморфизм месторождений Приамурья, Хабаровское книжное изд-во, Хабаровск, 1965.
Мусин Р. А. О формационном подходе к изучению месторождений полезных ископаемых, «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 2.
Мусин Р. А. О гидротермально измененных породах медно-молибденового месторождения Кальмакыр (Алмалык), «Узб. геол. журнал», 1960, № 4.
Мусин Р. А., Голованов И. М. Эндогенные рудные формации меди, В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», Ташкент, 1966.
Мушкетов И. В. Собрание сочинений, вып. 1 (1872—1882), СПб, Тип. Имп. АН, 1910.
Мушкетов Д. И. Геологический очерк Туркестана, АН СССР, Л., 1928.
Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение, ЗВМО, ч. 83, № 2, 1954.
Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматизма в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов, ЗВМО, ч. 92, вып. 4, 1963.
Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. II, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
Наследов Б. Н. Карамазар, ТПЭ, вып. XIV, Л., Изд-во ТПЭ, 1935.
Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории некоторых рудных районов Средней Азии, Библиотека научно-технического горного общества, сер. геол., вып. 6, 1959.
Небоко С. Н. Современные фации гидротермально измененных пород, Труды Второго вулканологического совещания, т. I, М., Изд-во «Наука», 1966.
Палей Л. З. К методике составления сводных шлиховых карт, «Узб. геол. журнал», 1959, № 5.
Палей Л. З. Особенности условий образования, строение и перспективы четвертичных россыпей Средней Азии, Труды САИГИМСа, № 4, Ташкент, 1960.
Палей Л. З. О некоторых особенностях минерального состава золота из россыпей Западного Узбекистана, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 16, 1964.
Палей Л. З., Чернышев В. Ф. К методике ссставления прогнозно-металлогенических карт золоторудных районов, В кн. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии», Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Палей Л. З., Борозенец Н. И., Виноградов О. А., Муровцев А. В., Усманов М. У. Новый тип минерализации в Султан-Уиз-Даге и его металлогеническое значение, В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Петров Н. П. Возможности нахождения золота в Кызыл-Кумах, «Известия Уз ФАН СССР», 1940, № 9.
Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота, В сб. «Матер. по геологии золота и платины», вып. 3, ОНТИ, Главспеццветмет, 1947.

Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях, ЗВМО, 84, № 3, 1955.
Петровская Н. В. Минералогические признаки при поисках и оценке золоторудных месторождений различных типов, Труды Нигризолото, вып. 21, 1956.
Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа, Труды Нигризолото, вып. 21, 1956.
Петровская Н. В. Характер золотоносных минералов ассоциаций и формаций золотых руд СССР, В сб. «Генетические проблемы руд», Проблема 16, М., 1960.
Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании, «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
Петровская Н. В., Бернштейн П. С. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский кряж), Геология главных золоторудных месторождений СССР, т. IV, Изд-во ЦНИГРИ, М., 1954.
Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье), Труды ЦНИГРИ, вып. 45, ч. I и II, М., 1961.
Петрография Узбекистана, кн. 2, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Попов В. И. Россыпное золото в Средней Азии, Труды I Среднеаз. геол. конф. по золоту 1—4 декабря 1940 г., Ташкент, 1942.
Попов В. И. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.
Пятков К. К. О проявлении альпийской складчатости в Кызылкумах, Труды Главгеологии УзССР, сб. 2, Геология, Госгеолтехиздат, 1962.
Пятков К. К., Бухарин А. К., Хайруллина Т. И. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений центральной части Кызылкумов, Труды Узбекского геолуправления, сб. № 6, 1960.
Пятков К. К., Бухарин А. К. Тектоническое строение территории Кызылкумов, Труды Главгеологии УзССР, сб. 2, Геология, Госгеолтехиздат, 1962.
Раджабов Ф. Ш. Основные этапы магматизма, В сб. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор», Изд-во АН УзССР, 1958.
Раджабов Ф. Ш. Петрохимические особенности магматических пород, Кураминская подзона, «Петрография Узбекистана», т. I. Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Раджабов Ф. Ш. Кураминская подзона, «Петрография Узбекистана», Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Рахимова Н. С. Каолиновые породы Центральных и Юго-Западных Кызылкумов, «Узб. геол. журнал», 1959, № 2.
Рахматуллаев Х. Р. О хромпикотите и фуксите из Центральных Кызылкумов, «Узб. геол. журнал», 1960, № 5.
Рахматуллаев Х. Р. К вопросу доломитизации карбонатных пород рудопроявления Кокпатас, В кн. «Вопросы геологии Узбекистана», Изд-во АН УзССР, 1960.
Рахматуллаев Х. Р. Низкотемпературные постмагматические формации Центральных Кызылкумов (горы Букантау, Кокпатас и др.) и их рудоносность, Автореферат канд. дисс., Изд. СМ УзССР, Ташкент, 1961.
Рахматуллаев Х. Р. О некоторых особенностях локализации золоторудной минерализации Кокпатаса, «Узб. геол. журнал», 1964, № 1.
Рахматуллаев Х. Р., Гамалеев И. Е. К вопросу об элементах индикаторах на золотое оруденение в Западном Узбекистане, ДАН УзССР, 1964, № 6.
Решение Среднеазиатского и Казахстанского межведомственного совещания по изучению четвертичного периода (20—25 февраля 1961 г., г. Ташкент), «Советская геология», 1961, № 12.
Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов, «Разведка и охрана недр», 1955, № 4.
Рожков И. С. Морфологические и генетические типы россыпей четвертичного возраста и их сравнительная ценность, Сб. материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 2, УНИГРИ, 1958.
Рожков И. С. Основные проблемы геологии золота, «Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота, Труды ЦНИГРИ, вып. 76, 1967.

Рузматов С. Формы нахождения серебра и золота в рудах медно-молибденового месторождения Кальмакыр, «Узб. геол. журнал», 1961, № 4.
Рузматов С. Редкие и рассеянные элементы медно-молибденовых месторождений Алмалыкского рудного поля, Автореферат канд. дисс., Ташкент—Москва, 1961.
Рузматов С. Р. К геохимии селена и теллура в рудопроявлениях Центральных Кызылкумов, «Узб. геол. журнал», 1966, № 6.
Рыжков О. А. О характеристике альпийской тектоники антиклинальных поднятий Юго-Западных Кызылкумов, ДАН УзССР, 1959, № 9.
Салов П. И. Юго-западные отроги Чаткальского хребта и часть хребта Каржантау, В кн. «Петрография Узбекистана», т. I, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Скворцов Ю. А. Четвертичные отложения Узбекистана, Геология УзССР, т. III, Ташкент, 1940.
Скворцов Ю. А., Тетюхин Г. Ф. К стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана, Тезисы доклада к Совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии, М., Госгеолтехиздат, 1959.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений, М.—Л., 1955.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых, М., Изд-во «Недра», 1965.
Соседко А. Ф., Кравченко Л. А. Материалы по геологии и полезным ископаемым Тамдынского горного массива, М., Изд-во АН СССР, 1935.
Спасский Г. О существовании золотодобывающих песков и самих месторождений золота в Киргиз-Кайсацкой степи и особенно смежных с ней странах, «Горный журнал», кн. II, СПб, 1827.
Страбон География, М., Изд-во «Наука», 1964 (стр. 485).
Тагаринов А. С. О минеральных богатствах Туркестанского края, «Русский Туркестан». Сб. политехн. выставки, вып. 2, М., 1872.
Трофимов В. С. Основные закономерности формирования и распространения россыпей в различных климатических областях, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, М., Госгортехиздат, 1958.
Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения, Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Госгортехиздат, 1960.
Трофимов В. С. Стадии образования россыпей и их фации, Вопросы геологии Кольского полуострова, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Уразаев Б. М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
Усов В. И. Краткий курс рудных месторождений, Изд-во Кучуб, Томск, 1931.
Ферсман А. Е. Особенности рудного Карамазара, Труды Тадж. базы, т. IV, Геология — геохимия, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
Фирсов Л. В. Об условиях нахождения альбита в золоторудных кварцевых телах, ЗВМО, ч. 85, вып. 2, 1956.
Хамрабаев И. Х. О циклах и фазах проявления магматизма в Западном Узбекистане, Изд-во АН СССР, сер. геол., 1956, № 5.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Изд-во АН УзССР, 1958.
Хамрабаев И. Х., Кустарникова А. А., Мусаев А. М. Тамдынские горы. Комплекс гранитоидов (верхний карбон—нижняя пермь), Петрография Узбекистана, книга 1, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
Хамрабаев И. Х. [и др].). К золотоносности южной части гор Тамдытау, «Узб. геол. журнал», 1965, № 1.
Храмышкин П. В. Опыт применения геохимических методов при поисках месторождений золота и ртути в Узбекистане, БИТИ, № 1 (35), 1962.
Чеботарева Г. П. Парагенетические ассоциации и главные минералы одного из золоторудных месторождений в Зирабулак-Зиаэтдинских горах, В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Чухров Ф. В. О миграции золота в зоне окисления, «Изв. АН СССР», сер. геол. 1947, № 4.
Чухров Ф. В. Зона окисления полиметаллических месторождений степной части Казахстана, М., 1955.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шадлун Т. Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале, Труды Ин-та геол. наук, № 11, вып. 96, 1948.
Шаталов Е. Т. [и др.]. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов, «Недра», 1964.
Шахов Ф. Н. Текстуры руд, Изд-во АН СССР, 1961.

Шер С. Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золоторудном районе, Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании, М., Изд-во «Недра», 1966.
Шер С. Д. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании, Труды Первой конференции по околорудному метасоматизму, М., Изд-во «Недра», 1966.
Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. «Геохимия», 1964, № 6.
Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au, «Геохимия», 1956, № 3.
Щербина В. В. Значение форм переноса химических элементов в образовании руд, «Геология рудных месторождений», т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1966, № 5.
Шехтман П. А. Принципы и методика составления детальных геолого-прогнозных карт рудных полей постмагматических месторождений, «Советская геология», 1962, № 2.
Шехтман П. А., Акбаров Х. А., Королев В. А. Типы рудных полей Средней Азии, В сб. «Тектоника магматизма и закономерности размещения рудных месторождений», М., Изд-во «Наука», 1964.
Шило Н. А. Геологические особенности и условия образования россыпных месторождений золота в районе левобережья реки Колымы, Сб мат, по геологии золота и платины, вып. 9 (19)—10 (20), М., 1953.
Шило Н. А. Некоторые принципы классификации россыпных проявлений, Труды ВНИИ 1, Геология, вып. 36, Магадан, 1958.
Шило Н. А. Роль субполярного климата в образовании и размещении россыпей, Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Госгортехиздат, 1960.
Эпштейн С. В. Геоморфологические исследования, В кн. «Методическое руководство по геологической съемке и поискам», М., Госгеолтехиздат, 1954.
Яскович Б. В. Палеогеография раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня, Сборник научных трудов к XXII сессии ЛИК, Ташкент, Главгеология УзССР, 1964.

Часть II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В УЗБЕКИСТАНЕ

Глава I

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УЗБЕКИСТАНА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗОЛОТУ И ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ

УДК 553.41(575.1)+553.3/8

Тектоническое районирование

Тектоническое районирование республики—результат большой предварительной работы коллектива геологов Узбекистана. В настоящее время существует свыше ста схем тектонического районирования Средней Азии.

Учитывая особенности геологического развития Средней Азии, В. А. Николаев (1933) расчленил ее на Северный Тянь-Шань, Южный Тянь-Шань (с Чаткало-Нарынской и Фергано-Кокшаальской зонами) и Памир. Позже В. И. Попов (1938) дал более дробное деление: между Южным и Северным Тянь-Шанем он выделил Срединную структурно-формационную зону, а внутри (в пределах республики) — Чаткальскую и Кураминскую подзоны. Х. М. Абдуллаев и О. М. Борисов (1964) в пределах узбекской территории Тянь-Шаня установили четыре рудно-петрографические провинции — Чаткальскую, Гиссарскую, Кураминскую и Зарафшано-Туркестанскую. При составлении схемы металлогенического районирования мы учли тектонические построения Л. Б. Вонгаза, Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, В. Н. Огнева и особенно В. И. Попова, Н. М. Синицына, А. С. Аделунга, Х. М. Абдуллаева, О. М. Борисова, В. А. Арапова, К. К. Пяткова и др.

Разработана и использована применительно к металлогеническим построениям схема развития магматических комплексов с учетом их петрохимических, геохимических особенностей и условий формирования (фациальности). Выделены семейства родственных рудных формаций; выяснены и уточнены их вазимоотношения с магматизмом.

Территория Узбекистана в геологическом отношении представляет собой участок сложной складчатой системы геосинклиналей Тянь-Шаня. Основные черты строения этого участка заложены во время герцинского тектоно-магматического цикла и сопровождались в киммерийско-альпийское время обновлением заложенных ранее структур, образованием и наложением новых и некоторой переориентацией палеозойских.

В пределах западной части Тянь-Шаня (геосинклинальная область) на территории Узбекистана выделены две геосинклинальные зоны—Западная (Срединная) и Южная. Они отличаются особенностями осадконакопления, образования структур и характером магматизма, что в свою очередь определяет характер металлогении этих зон. В. А. Николаев впервые указал на важнейшее металлогеническое значение герцинского тектоно-магматического цикла. Узбекистан — типичная область развития герцинского гипабиссального гранитоидного магматизма (особенно батолитового и послебатолитового этапов), который обуслов-

ливает эндогенную и в том числе золоторудную металлогению данной территории.

Западная (Абдуллаев, 1960), или Срединная зона Тянь-Шаня с Кураминской и Чаткальской структурно-формационными подзонами охватывает территорию Кураминского, Чаткальского, Пскемского и Угамского хребтов. На севере ограничена Талассо-Ферганским разломом, на юге примыкает к Южной зоне Тянь-Шаня и области Ферганской депрессии. Зона обладает сложным тектоническим и геологическим строением. Северная (Чаткальская) ее часть, смежная с Северным Тянь-Шанем, развивалась как длительный прогиб в широком стратиграфическом интервале от докембрия до среднего палеозоя при незначительном развитии отложений верхнего палеозоя. Южную, Кураминскую часть, многие исследователи рассматривают как срединный массив с интрагеоантиклинальным характером разрезов среднего палеозоя и интенсивным проявлением верхнепалеозойского вулканизма. Вся зона в целом характеризуется широким распространением герцинских интрузий средних и поздних (особенно в Кураминской подзоне) этапов развития. В Чаткальской подзоне обнажаются довольно крупные массивы докаледонских интрузий. Каледонский магматизм развит незначительно.

Южная структурно-формационная зона Тянь-Шаня в пределах Узбекистана представлена выходами допалеозоя и палеозоя на территории Западного и Южного Узбекистана (Зирабулак-Зиаэтдинские и Нуратинские горы, палеозойские возвышенности Кызылкумов и Султан-Уиздага, Гиссарский хребет и его юго-западные отроги).

Центральный участок рассматриваемой зоны образован системой геосинклиналей с типичным развитием герцинского кислого магматизма, окраины — жесткими массивами. В Южном Гиссаре отмечены также проявления докаледонского и каледонского магматизма. По строению этот участок геосинклинальной системы соответствует выделенному В. И. Смирновым (1962) геосинклинальному типу «С», т. е. складчатым областям с резко ослабленной вулканогенной и интрузивной деятельностью на ранней стадии развития геосинклинали, с превращением ее в складчатый пояс по классической схеме инверсии в среднюю стадию развития, в результате которой возникает срединное поднятие во внутренней зоне. Зона имеет симметричное строение, окаймлена двумя жесткими массивами — краевой частью Туранской платформы (на севере) и Южно-Таджикской эпикаледонской платформой на юге. Образована двумя периферическими геосинклинальными зонами—Нуратино-Ферганской и Зарафшано-Гиссарской и одной внутренней — Туркестано-Каратауским срединным поднятием.

Металлогеническое районирование

Анализ развития региональной тектоники, магматизма и сопутствующего оруденения позволил использовать главнейшие структурно-формационные подразделения Узбекистана для выделения и обоснования соответствующих наиболее крупных металлогенических единиц по схеме: геосинклинальная область → металлогенический пояс, геосинклинальная структурно-фациальная зона → металлогеническая зона и ее структурно-формационная подзона → металлогеническая подзона.

Применительно к золоту мы предлагаем следующую металлогеническую схему территории республики (рис. 89), в пределах которой выделяются две металлогенические зоны — Западно-Тяньшанская с Чаткальской (Северо-Чаткальской) и Кураминской подзонами и Южно-Тяньшанская с двумя подзонами — Каракумо-Таджикской и западной

оконечностью Южного Тянь-Шаня. В пределах Западного Тянь-Шаня выделяются рудные районы с рудными узлами и зонами. Южно-Тяньшанская зона расчленяется на рудные пояса и один район, включающий рудные зоны и узлы (рис. 89, 90). В основу выделения в пределах металлогенических поясов, зон и подзон более мелких таксономических единиц положены структурно-формационные особенности их

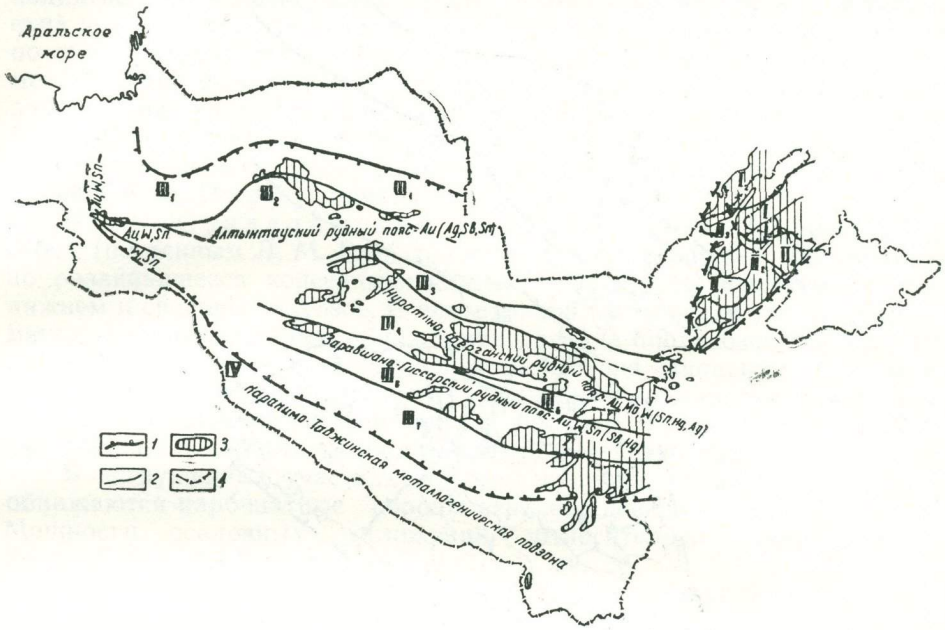


Рис. 89. Схема металлогенического районирования домезозойских образований УзССР применительно к золоту. Составили В. А. Арапов, И. К. Брагин, В. Г. Гарьковец, Т. М. Воронич, А. А. Малахов, Л. З. Палей, В. М. Петров, Х. Р. Рахматуллаев И. Х. Хамрабаев.

I—Чаткальская (Пскемская) подзона: I_1—Пскем-Сандалашский район, I_2—Таласско-Угамский район, I_3—Нижнечаткальский район; II—Кураминская подзона: II_1—Западно-Кураминский район, II_2—Центрально-Кураминский район, II_3—Северо-Кураминский район, II_4—Восточно-Кураминский район; III—западная оконечность Южно-Тяньшанской зоны: III —Букантауский рудный пояс, III_2—Алтынтауский редкометально-золоторудный пояс, III_3—Кызылкумский полиметаллический пояс, III_4—Нуратино-Ферганский редкометально-золоторудный пояс, III_5—Туркестано-Каратауский редкометальный пояс, III_6—Зарафшано-Гиссарский редкометально-золоторудный пояс, III_7—Южно-Гиссарский редкометальный пояс; IV—Каракумо-Таджикская подзона. Границы: *1*—металлогенических подзон, *2*—рудных поясов и районов, *3*—выходов палеозоя, *4*—УзССР.

строения, характер и фациальные особенности развития магматизма, сопряженное развитие структур рудных полей и проявлений семейств рудных формаций.

Чаткальская металлогеническая подзона (I). Геологическое развитие этого региона характеризуется унаследованным формированием герцинской геосинклинали по передовому каледонскому прогибу (Абдуллаев, Борисов, 1964); накоплением мощной (до 8—9 *км*) толщи терригенных и карбонатных пород нижнего и среднего палеозоя в относительно спокойных миогеосинклинальных условиях; образованием в верхнем палеозое сравнительно простой, весьма устойчивой антиклинориевой структуры с широким распространением обновленных в альпийское время палеозойских дизъюнктивных структур надвигового типа (Аделунг, 1959).

В центральной части подзоны, в ядре Пскемской антиклинали, на значительных площадях обнажаются допалеозойские (байкальские) гранитоиды преимущественно плагиогранитового состава с небольшими выходами лейкократовых микроклиновых гранитов.

Достоверные признаки каледонского магматического цикла пока не обнаружены. Добатолитовый герцинский этап проявлен слабо. Средне- (C_2—C_3) и позднегерцинские (P—T_1) магматические комплексы представлены многофазовыми гранитоидными массивами кварц-диоритового и гранодиорит-гранитового состава с широким развитием кислых и

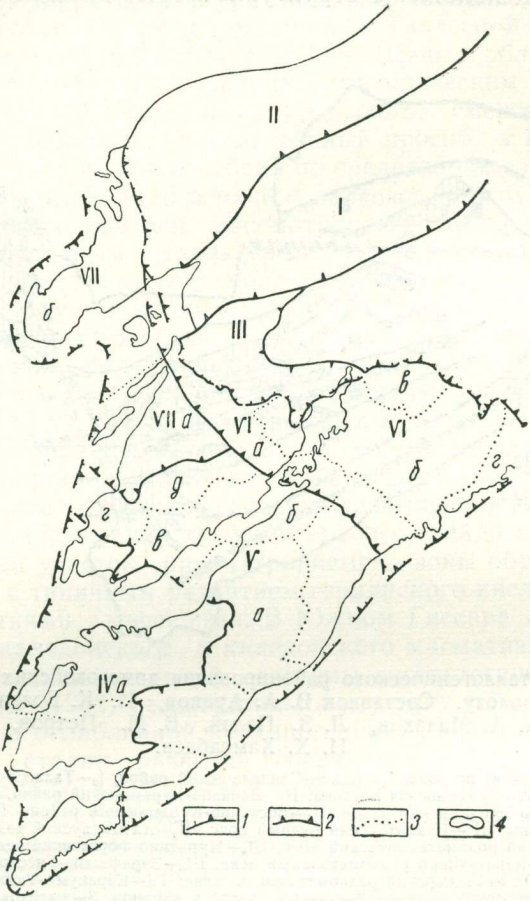


Рис. 90. Схема металлогенического районирования Чаткало-Кураминских гор. Составили В. А. Арапов, И. К. Брагин, А. А. Малахов, Т. М. Мацокина, В. М. Петров, 1965 г.

Чаткальская металлогеническая подзона:

I—Пскем-Сандалашский район (поднятие); *II*—Талассо-Угамский район (прогиб); *III*—Нижнечаткальский район (прогиб). Кураминская металлогеническая подзона: *IV*—Западно-Кураминский рудный район (*а*—Алмалыко-Шавасский рудный узел); *V*—Центрально-Кураминский рудный район (рудные узлы и зоны: *а*—Лашкерекский, *б*—Камчикский, *в*—Шавас-Дукентская, *г*—Карабашский, *д*—Чилтенский); *VI*—Восточно-Кураминский рудный район (рудные узлы и зоны: *а*—Тереклинская, *б*—Кенкольский, *в*—Кугалинский, *г*—Гавасайский); *VII*—Каржантауско-Кызылнуринский рудный район (рудные зоны: *а*—Кызылнуринская, *б*—Каржантауская). Границы: *1*—металлогенических подзон, *2*—рудных районов, *3*—рудных узлов, *4*—палеозоя.

ультракислых пород, ничтожным распространением основных и щелочных интрузий. Позднегерцинские аляскитоидные интрузии обогащены фтором и редкими элементами. Основные и кислые дайки встречаются довольно редко. Относительно большое количество даек типа диорито-

вых порфиритов и гранодиорит-порфиров обнаруживают четкую пространственную связь с гранитоидными массивами.

В пределах Северо-Чаткальской металлогенической подзоны А. С. Аделунг и М. А. Ахмеджанов выделяют несколько тектонических районов: Талассо-Угамский прогиб, Пскем-Сандалашское центральное поднятие, Верхнечаткальский прогиб. Кроме того, на стыке с Кураминской подзоной условно выделяется Нижнечаткальский прогиб, достаточно обособленный. Названным тектоническим районам соответствуют металлогенические (рудные) районы. На территории Узбекистана лежит значительная часть Талассо-Угамского и Нижнечаткальского прогибов и Пскем-Сандалашского поднятия (рис. 89), краткая характеристика и более дробное металлогеническое районирование которых (по Т. М. Воронич и В. М. Петрову) приводятся ниже.

Пскем-Сандалашский рудный район (I_1) представляет собой (по данным Л. М. Глейзера и М. А. Ахмеджанова) унаследованно развивавшееся конседиментационное поднятие, существовавшее в нижнем и среднем палеозое. В центральной части его, в участках воздымания шарнира складки, обнажаются древние допалеозойские граниты, докембрийские и кембро-ордовикские песчано-сланцевые отложения, среди которых широко развиты углеродисто-кремнистые и железисто-углеродисто-кремнистые формации и франские красноцветные песчаники. Они же обнажаются и на юго-западе в Чаватинском куполе.

В погруженных участках шарнира складки, на крыльях поднятия, обнажаются карбонатные породы верхнего девона — нижнего карбона. Мощности осадочных отложений относительно сокращенные — $Pz_1 \approx 1{,}5$ *км*, карбонатных — $Д_3—C_1 \approx 2$ *км*.

Магматические породы, за исключением упомянутых древних плагио- и микроклиновых гранитов, образованы крупными средне-верхнекарбоновыми интрузиями гранитоидов (преимущественно гранодиорит-адамеллитового состава), приуроченными главным образом к поперечным поднятиям в общей антиклинальной структуре. Проявления золоторудной минерализации в районе представлены кварцевыми жилками, в которых установлены серицит, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, а также пирротин-пиритизированными роговиками и кварцитами, содержащими признаки золота. Эти проявления четко контролируются крупным центральным Пскем-Сандалашским поднятием, в котором наблюдаются две рудные зоны с проявлением золоторудной минерализации—Верхнесандалашская и Ихнач-Караянгрыкская.

Золоторудная минерализация внутри выделенных зон контролируется главным образом выходами древних нижнепалеозойских песчано-сланцевых толщ и франских песчаников в зонах контактов с гранодиоритовыми интрузиями средне-верхнекарбонового возраста. Некоторая часть минерализации локализуется в докембрийских плагиогранитах.

Практическое значение золоторудной минерализации еще не достаточно выяснено.

Талассо-Угамский рудный район (I_2) окаймляет с северо-запада Пскем-Сандалашское поднятие и представляет собой длительно существовавший прогиб с большими мощностями осадков, особенно карбонатных (до 4—5 *км*), занимающих на существующем эрозионном срезе большую площадь. На севере района в виде небольших полос и пятен обнажаются нижнепалеозойские песчано-сланцевые отложения и франские песчаники также увеличенных (по сравнению с первым районом) мощностей. Частично франские песчаники обнажаются и в южной части (Тепарский купол).

Интрузивные образования приурочены главным образом к северной и центральной частям и в отличие от предыдущего района представлены преимущественно более кислыми гранитами и аляскитоидными интрузиями. Основную их массу (Майдантальский, Баркракский, Таласский массивы) большинство исследователей относят к молодому пермскому (или пермо-триасовому) возрасту. Присутствуют и гранитоиды более раннего средне-верхнекарбонового комплекса, представленные крупным Сусингенским массивом и мелкими выходами гранодиоритового, диоритового и кварц-диоритового состава. Эти интрузии тяготеют преимущественно к краевым, пограничным частям района.

Золотая минерализация представлена преимущественно скарново-молибдено-медно-золоторудной формацией, тяготеющей главным образом к выходам мелких интрузий диоритового и гранодиоритового состава среди карбоновых известняков. Она локализуется в основном в пределах Пскем-Ойгаингской рудной зоны, расположенной по границе с Пскем-Сандалашским поднятием в полосе между крупными Майдантальским, Ихначским и Бештор-Тундукским массивами. Аналогичная Кураматор-Сандалашская золоторудная зона, расположенная большей частью за пределами территории УзССР, симметрично примыкает к Пскем-Сандалашскому поднятию с юго-востока.

На севере района в пределах Каракыз-Манас-Ойгаингской рудной зоны в франских кварцитах вблизи Тастарского интрузива аляскитоидных гранитов и гранит-порфиров встречаются жилы кварц-золоторудной формации. В. М. Петров считает их позднегерцинскими, по мнению Т. М. Воронич, их возраст, возможно, более древний (C_2—C_3).

Нижне-Чаткальский рудный район (I_3) (выделяется условно) представляет собой прогиб, окаймляющий Пскем-Сандалашское поднятие с юго-запада. Может рассматриваться как продолжение Верхне-Чаткальского. Однако положение его на границе с Кураминской подзоной определяет некоторую специфичность геологии и металлогении этого прогиба. Район сложен в основном карбонатными породами больших мощностей. Локально развиты эффузивы. Интрузии, как и в вышеупомянутых прогибах, представлены породами гранит-гранодиоритового ряда среднегерцинского комплекса и аляскитоидными гранитами — позднегерцинского.

Золоторудная минерализация представлена золотосодержащими карбонатными и анкерит-гематит-кварцевыми жилками, ассоциирующими со скарново-магнетитовыми проявлениями (Карааарча) около среднегерцинских гранитоидов в пределах Чимган-Акбулакской рудной зоны. В связи с позднегерцинскими аляскитоидными гранитами золото встречается в кварцевых жилах Саргардонского олово-вольфрамового рудопроявления в пределах Саргардон-Кызылторской рудной зоны.

По мнению Т. М. Воронич и В. М. Петрова, в районе возможна минерализация скарново-медно-золоторудной формации.

Кураминская металлогеническая подзона (II). Пространственно совпадает с Кураминской структурно-формационной подзоной В. И. Попова (1938) и одноименной рудно-петрографической провинцией, выделенной Х. М. Абдуллаевым (1964). Является стабильным участком геосинклинальной области (срединный массив с допалеозойским фундаментом?).

Герцинский тектоно-магматический цикл проявился в образовании прогибов типа наложенных геосинклиналей и накоплении в них в среднем палеозое весьма пестрых по составу карбонатных пород значительно меньших мощностей, чем в Чаткальской подзоне. Начиная с намюра Кураминская подзона превращается в подвижный краевой прогиб, фор-

мирование которого происходило в очень напряженной обстановке и сопровождалось интенсивным заполнением прогиба вулканогенно-осадочными образованиями, широким развитием субвулканических тел, жерловых фаций, некков, возникновением мульд проседания (Каржантауская, Кызылнуринская, Камчинская, Карабашская, Чилтенская, Лашкерекская, Адрасманская). Мощность вулканогенно-осадочных толщ достигает 7 *км*.

В верхнем палеозое подзона реагирует на тектонические напряжения глубокими разломами, что способствует формированию субвулканических фаций магматизма.

Для описываемой подзоны характерно очень малое проявление каледонского магматизма (спилиты, кварцевые порфиры — $Д_2$ и сиенит-диорит-порфириты Калканаты); полное развитие геосинклинального герцинского цикла, которое сопровождалось внедрением крупных сложнопостроенных гранитоидных интрузий батолитового этапа (C_2—C_3) с общей площадью выхода около 4000 $км^2$, позже — проявлением более мелких интрузий и широким развитием вулканогенных образований. Площади распространения этих образований, представленных Минбулакской (C_1—C_2) свитой и Акташским вулканогенным комплексом (C_2—C_3), по данным Н. П. Васильковского (1952), первоначально достигали соответственно 8000 и 10000 $км^2$, а в настоящее время составляют около 900 и 2320 $км^2$. Для герцинского цикла характерно также наличие многочисленных субвулканических образований в послебатолитовых свитах — шурабсайской (P_1), равашской и кызылнуринской (P_2—T_1), мощность которых достигает 3,5 *км;* широкое развитие субвулканических фаций, представленных гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и другими порфировыми интрузиями. Так, в пределах развития шурабсайской свиты (2160 $км^2$) субвулканические фации занимают около 660 $км^2$, а кызылнуринской (720 $км^2$) — около 450. Характерно также широкое развитие дайковых поясов основного и кислого состава, реже ультракислого и щелочного.

Специфическая черта Кураминской металлогенической подзоны — широкое развитие рудопроявлений, связанных с образованием вулканогенно-плутонических формаций и локализовавшихся в приповерхностных и переходных условиях глубин. Рудопроявления семейства {Кв-(Te, Se)-Au } формаций размещаются в андезитах, дацито-андезитах уя-минбулакской и акчинской свит, а семейства { Сер-Кв-(Mo, Au) = Cu } формаций, связанных с интрузиями переходных глубин, располагаются ниже.

В основу металлогенического районирования Кураминской структурно-формационной подзоны положен принцип фациальности магматических образований. Впервые на тесную связь и сопряженность формирования эндогенных рудных формаций с различными фациями глубинности магматических образований указал М. А. Усов в 1931 г. Позже эти положения подтвердил С. С. Смирнов (1947). Особенно интенсивно они развиваются у нас в последнее десятилетие. Кураминская металлогеническая подзона — яркий пример такой зависимости размещения и формирования эндогенных месторождений от фациальных особенностей магматизма. При металлогеническом районировании этой структурно-формационной подзоны мы учитывали представления группы Х. М. Абдуллаева (1958, 1960), Т. М. Воронич и В. Н. Петрова (1964), но за основу взята карта В. А. Арапова (1965, 1966) и представления о фациальности эндогенного оруденения. Районирование произведено В. А. Араповым, И. К. Брагиным и А. А. Малаховым.

Различия в тектоническом формировании и осадконакоплении в пределах Кураминской металлогенической подзоны на территории Узбекистана (рис. 90) позволяют выделить следующие районы: Западно-Кураминский (Карамазарский) (IV), Центрально-Кураминский (V), Северо-Кураминский (VII) и Восточно-Кураминский (VI). Каждый рудный район характеризуется своими геологическими, магматическими и металлогеническими особенностями. Золотое оруденение установлено в пределах Западно-Кураминского, Центрально-Кураминского и Восточно-Кураминского районов.

Западно-Кураминский рудный район (Карамазар, IV а) почти полностью совпадает с выделенной А. С. Аделунгом (1958) «карамазарской» частью Кураминских гор и представляет собой антиклинальное поднятие, осложненное субширотными верхнегерцинскими наложенными синклиналями и прогибами. Характеризуется неполными и сокращенными разрезами палеозоя, широким развитием гранитоидов батолитового этапа (карамазарский батолит), гранитоидных даек и малых интрузий, выходами на поверхность на севере рудного района среди отложений девона штоков гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров, сокращенным разрезом карбонатных пород (по сравнению с Чаткалом). Прогибы выполнены вулканогенно-осадочными образованиями. В пределах этого района сосредоточены основные запасы свинца, цинка, меди, золота, молибдена, кадмия, рения, висмута и других металлов Кураминской подзоны.

На территории УзССР в пределах описываемого рудного района выделяется Северо-Карамазарский, или Алмалык-Шавасский, рудный узел (IVа), сложенный породами палеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. Западная часть его отличается более полным разрезом, низы которого представлены терригенными осадками ($O—S_1$), перекрытыми толщей средних и кислых эффузивов, выше залегают карбонатные толщи ($Д_2—C_1$) и эффузивы (C_1^1). Эти породы прорываются сложной многофазной интрузией габро-монцонит-сиенит-диоритов, а она, в свою очередь — малыми интрузиями кварцевых гранодиорит-порфиров (C_2^1). В верхних частях разреза развиты вулканогенные образования, сохранившиеся преимущественно в прогибах. Восточная часть узла имеет более простое строение и сокращенный разрез палеозойских отложений (рис. 91). Золоторудные проявления входят в состав семейства { Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu } формаций, образующихся в диапазоне переходных глубин и локализующихся в пределах развития интрузий сиенит-диоритов и гранодиорит-порфиров, и семейства { Кв-(Te, Se)-Au } формаций, проявления которого размещаются среди андезитов и дацито-андезитов уя-минбулакской и акчинской вулканических свит в пределах грабен-синклинального прогиба.

Центрально-Кураминский рудный район (V) включает рудные узлы и зоны, связанные с Адрасманской, Лашкерекской (V а), Камчикской (V б), Чилтенской (5g) Карабашской (V г) мульдами проседания, Гудасским гранитоидным интрузивом и Шавас-Дукентской грабен-синклиналью (V в).

Общее геоантиклинальное поднятие Кураминского хребта, возникшее в средний этап герцинского тектогенеза, в пределах рудного района осложнилось крупными блоковыми структурами, названными А. С. Аделунгом, В. А. Араповым (1965) и другими исследователями кольцевыми мульдами проседания, грабен-синклиналями, синклинальными прогибами и горстами. В этих структурах сосредоточены наиболее полные разрезы вулканогенных толщ, что определяет резкие металло-

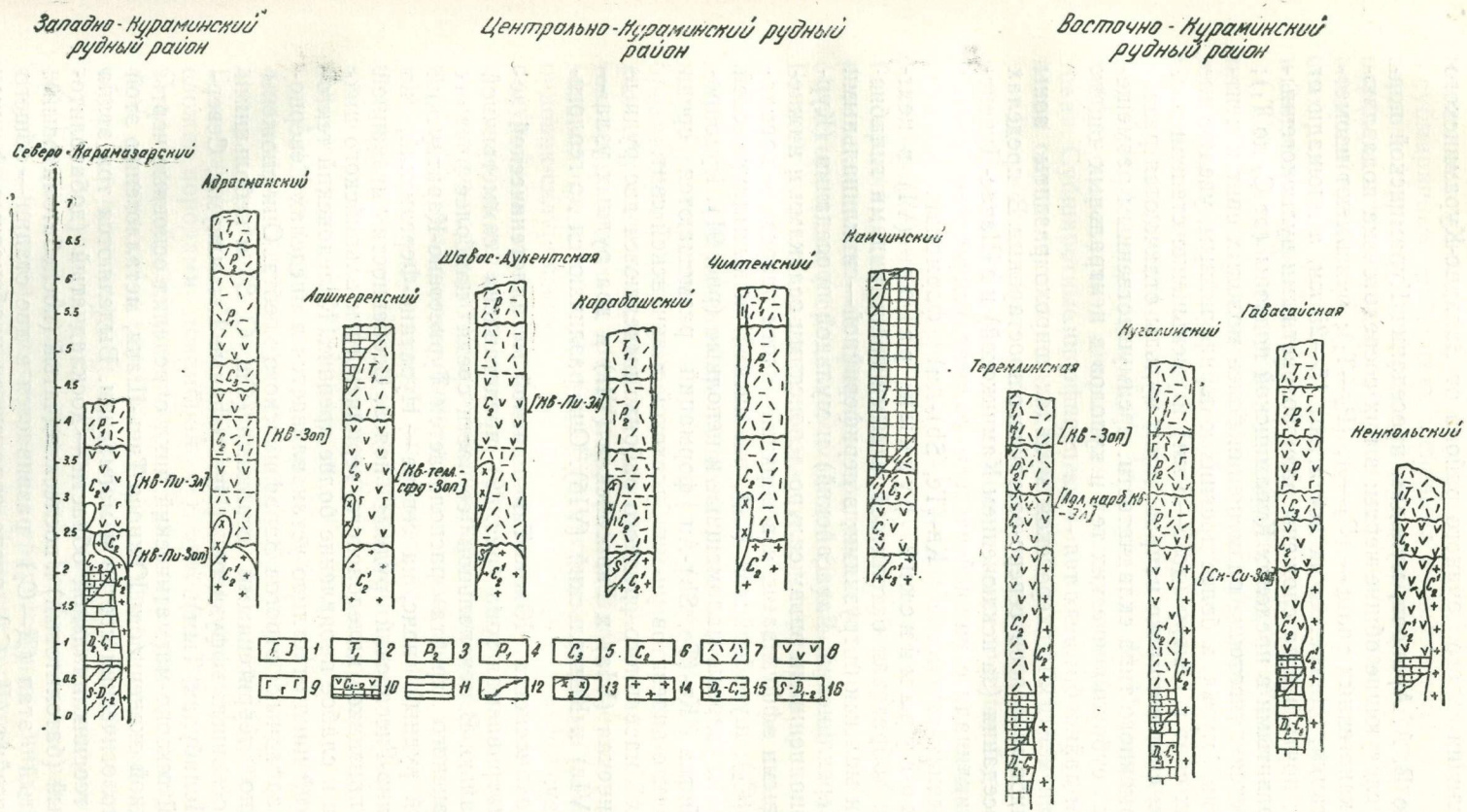


Рис. 91. Схематические колонки пород рудных районов, узлов и зон Кураминской металлогенической подзоны и положение семейств родственных золоторудных формаций, образовавшихся в приповерхностных и переходных условиях глубин. Составил И. К. Брагин с использованием материалов В. А. Арапова, И. К. Брагина, Н. П. Васильковского, Т. Далимова, Ф. Ш. Раджабова, К. Рахманова, А. Ярмухамедова и др.

1—золоторудные формации; *2*—кызылнуринская свита; *3*—равашская свита; *4*—шурабсайская свита; *5*—оясайская свита; *6*—акчинская и надакская свиты; *7*—эффузивы кислого состава (кварцевые, дацитовые, сферолитовые, фельзитовые порфиры, альбитофиры, кератофиры и т. д.); *8*—эффузивы среднего состава (андезитовые порфириты и др.); *9*—эффузивы основного состава (диабазы, долериты); *10*—карбонатно-кластическая и вулканогенная уя-минбулакская свита; *11*—экструзивные верхнепалеозойские купола, *12*—дайковая фация (P_2—T_1); *13*—фация преимущественного развития малых интрузий (C_3—P_1); *14*—фация гипабиссальных гранитоидных массивов (C_3); *15*—среднепалеозойская карбонатная толща (D_2—C_1); *16*—нижнепалеозойский метаморфизованный комплекс.

генические отличия этого рудного района от Западно-Кураминского (рис. 91).

По мнению В. А. Арапова, мульдам проседания Кураминской подзоны присущи следующие общие черты: в них сосредоточена подавляющая часть вулканогенных толщ — (C_2—$_3$), (P_2—T_1); они имеют изометрические очертания; диаметры их достигают 15—25 *км*, а площади от 300 до 800 *км*^{2}; почти всегда сложены разновозрастными вулканогенными свитами, развитыми в пределах Кураминской подзоны (от C_2 до T_1); здесь наблюдается тяготение размещения более молодых свит к центральным частям мульд, а более древних к периферийным, увеличение мощностей этих свит к центру (до 3—5 *км*) и уменьшение степени дислоцированности свит в том же направлении; мульды отличаются развитием брахиформенного типа складчатости. преимущественным размещением крупных субвулканических тел и куполов в центральных частях мульд, а даек и дайкообразных тел — на периферии.

В Адрасманской и Лашкерекской мульдах широко развиты зоны разломов и дайковых поясов северо-восточного простирания. В пределах всех мульд проседания (за исключением Камчикской) и в Шавас-Дукентской грабен-синклинали с нижней частью разреза (акчинская свита) связаны проявления семейства { Кв-(Te, Sb)-Au } формаций.

Восточно-Кураминский рудный район (VI) в центральной части образован батолитообразными гранитоидами гипабиссального типа и малыми интрузиями; в периферийной—синклинальными прогибами (Тереклинский, Гавасайский) и мульдой проседания (Кургалинская), выполненными внизу силуро-девонскими осадками и нижнесреднекарбоновыми эффузивами, а в верхней части разреза — породами акчинской (C_2), шурабсайской (C_3), равашской и кызылнуринской (P_2—T) свит. Их разрезы маломощные и неполные (рис. 91). Рудопроявления семейства { Кв-(Te, Sb)-Au } формаций размещаются среди андезитов и дацито-андезитов уя-минбулакской и акчинской свит.

В пределах названного рудного района выделяются две рудные зоны — Тереклинская (VIа) и Гавасайская (VIг) и два рудных узла — Кугалинский (VIв) и Кенкольский (VIб). Они различаются по геологическому разрезу.

Западная оконечность Южно-Тяньшанской металлогенической зоны (III). Рассматриваемая зона (рис. 89) представлена симметричной миогеосинклиналью. В центральной ее части среди наиболее древних пород Туркестанского хребта располагается Туркестано-Каратауский редкометальный рудный пояс, на севере — Нуратино-Ферганский, на юге — Зарафшано-Гиссарский рудные пояса. Особенности названной зоны: наличие признаков каледонского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза и слабое проявление более древних. Каледонский тектоно-магматический цикл отчетливо устанавливается в пределах Северного Нуратау и западных отрогов Зарафшанского хребта. Они сложены преимущественно терригенными осадками (Cm, O, S) и небольшими проявлениями основных эффузивов (Центральные Кызылкумы, Северное Нуратау, Лолабулак, Тым).

Герцинский тектоно-магматический цикл определил основные черты строения западной оконечности Южного Тянь-Шаня, металлогению этой провинции, литологический состав и магматизм. Выделяются три этапа формирования геосинклинальной области — доскладчатый (добатолитовый), складчатый (батолитовый) и послескладчатый (послебатолитовый).

Доскладчатый этап (Д—C_2) развивается в две стадии — общего погружения бассейна (Д—C_1), когда отлагаются карбонатные, флишоидные и кремнистые толщи, и обмеления (C_2) — накапливаются терри-

генные отложения. По И. Х. Хамрабаеву (1958), магматизм проявился в субмаринных излияниях основных и кислых магм на территории Северного Нуратау и Кызылкумов (спилиты, альбитофиры, дацитовые порфиры и туфогенные образования в нижнем карбоне), а также во внедрении основных и ультраосновных пород в среднем карбоне в областях развития глубинных разломов в Северном Нуратау, Кызылкумах и Зирабулакских горах.

Складчатый этап (C_3—P_1) характеризуется образованием субширотных глубинных раломов, синклинориев, антиклинориев, мощным и продолжительным формированием батолитовых интрузий, приведшим к возникновению многофазных плутонов (Нуратинские, Зирабулак-Зиаэтдинские, Чакылкалянские горы и др.). В этом комплексе выделяются четыре фазы (И. Х. Хамрабаев, Х. М. Абдуллаев, И. М. Исамухамедов и др.) — габбро-диоритовая и диоритовая, гранодиоритовая, гранитовая, аляскитовая. Субширотные ориентировки гранитоидных интрузий и зон оруденения определяются общим простиранием геосинклинальной области.

Послескладчатый этап (P—T_1) проявился в интенсивной эрозии палеозойских образований, вскрытии гранитоидных батолитов.

В пределах западной оконечности Южно-Тяньшанской металлогенической зоны выделяется два геосинклинальных золоторудных, или золото-редкометальных, пояса (Нуратино-Ферганский и Зарафшано-Гиссарский), два рудных пояса (Кызылкумский и Южно-Гиссарский), размещающихся на границе срединных массивов с геосинклинальной областью, и два в срединном массиве (Букантауский и Алтынтауский). Во всех рудных поясах установлены золоторудные проявления.

Букантауский рудный пояс (III_1) на севере ограничен Центрально-Кызылкумским, на юге — Букантауским разломами и соответствует одноименному синклинорию, осложненному брахиантиклинальными складками и продольными разломами. В ядре Букантауской брахиантиклинали размещается крупный гранодиоритовый массив (C_3—P_1) с многочисленными дайками порфиритов, диабазовых порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров. Осадочно-метаморфические образования представлены в зоне Букантауского разлома докембрийскими и ордовик-силурийскими песчано-сланцевыми отложениями, верхнесилурийско-нижнедевонскими андезитами, карбонатными породами среднего и верхнего девона, узкой полосой осадочно-вулканогенной диабазово-порфиритовой толщи намюра и молассами среднего—верхнего карбона с незначительными проявлениями в них туфогенных песчаников. Геофизические данные указывают на наличие многочисленных гранитоидных интрузий под мезо-кайнозойскими отложениями. В пределах этого рудного пояса установлены золоторудные проявления кварц-золото-пиритовой (?) формации.

Алтынтауский рудный пояс (III_2) размещается в пределах южных склонов Букантауских гор, северной части Северного Тамдытау и урочища Тамды-Каракудук на западе. Ограничен на севере Букантауским, на юге — Кызылкумским рудными поясами. Этот пояс сложен породами докембрия (?), ордовика, силура, девона и карбона. Осадочные образования, как и в Букантау, представлены песчано-глинистой, кремнистой и карбонатной фациями сокращенных мощностей. Они образуют антиклинорий, прорванный гранитоидными массивами Алтынтау и Кокпатаса (C_3—P_1). С ними ассоциируют месторождения семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au } формаций. Геофизические данные свидетельствуют о наличии многочисленных гранитоидных интрузий под мезокайнозойскими отложениями на флангах рудного пояса. В пределах

Таблица 57

Схемы металлогенического районирования западной части Тянь-Шаня применительно к золоту (в пределах Узбекистана)

И. Х. Хамрабаев (1958)	Рудные пояса			Кызылкумский полиметаллический	Северо-Нуратинский золоторудный	Нуратинский редкометальный	Зирабулак-Каратюбинский редкометальный					
	Полезные ископаемые			Pb, Zn (Cu, Hg, Au, Sb)	Au, As (W, Mo, Sn, Pb)	W, Mo, Sn, (Au, As, Bi)	W, Sn, (As, Mo, C, Sb, Zn, Pb)					
Е. Д. Карпова (1959)	Тектонические зоны	Чаткало-Нарынская	Кураминско-Кызылкумская	Фергано-Кокшальская								
	Металлогенические зоны	Чаткало-Таласская	Кураминская	Алтынтауская	Фергано-Нуратинская	Нуратинская	Каратау-Туркестанская	Зарафшано-Гиссарская	Кульджуктауская	Зирабулакская	Гиссарская	Южно-Гиссарская
	Полезные ископаемые	Mo, Fe, Cu, Au, W, Pb	Pb, Zn, Cu, CaF_2, W, Mo, As, Bi, $HAlO_2$	Sn, W	Pb, Zn	W, Au, Mo, As	Sn, Bi	W, Sn. As, Mo, Sn, Hg, As, Pb, Cu	Sn	W	Sn, W, (Fe)	CaF_2, Pb, Mo, W As, Fe
В. И. Смирнов (1962)	Геосинклинальные зоны и рамы	Центральный отрезок Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня										
			Кураминская депрессия геосинклинальной рамы	Туркестано-Алайско-Нуратинская периферическая зона геосинклинали		Внутренняя зона геосинклинали (Туркестанская)	Зарафшано-Гиссарская периферическая зона геосинклинали				Южно-Гиссарская геосинклинальной рамы	
	Полезные ископаемые		ск-Fe, W, Mo, As, Sn, гидротермалиты, Pb, Zn, Cu, As, Bi, CaF_2	ск (пегматиты, грейзены), Mo, As, Sn, телигидротермалиты — Hg, Sb, Pb, Zn, CaF_2		пегматиты и грейзены Sn	ск (пегматиты, грейзены), W, Mo, As, Sn, телигидротермалиты, Hg, Sb, CaF_2					ск —Fe, W, Mo, As, Sn, гидротермалиты, Pb, Zn, Cu, As, Bi, CaF_2

В. А. Арапов, И. К. Брагин, В. Г. Гарковец, Т. М. Воронич, В. М. Петров, А. А. Малахов, Х. Р. Рахматуллаев, И. Х. Хамрабаев (1965)

Металлогенические зоны		Герцинская геосинклиналь Тянь-Шаня (в пределах Узбекистана)															
		Западно-Тяньшанская			Южно-Тяньшанская												
Металлогенические подзоны		Северо-Чаткальская			Кураминская				Букантау-Зарафшано-Гиссарская							Каракумо-Таджикская	
Рудные пояса и районы		Талассо-Угамский	Пскем-Сандалашский	Нижнечаткальский	Западно-Кураминский	Центрально-Кураминский	Северо-Кураминский	Восточно-Кураминский	Букантауский	Алтынтауский	Кызылкумский	Фергано-Нуратинский	Каратау-Туркестанский	Зарафшано-Гиссарский	Южно-Гиссарский	Югозападно-Гиссарский	
Распределение полезных ископаемых по фациям глубинности и экономическому значению[1]	приповерхностные глубины				Ag, Au, As, CaF_2 Ba (Sn, Te)	Ag, Au, Pb, Zn, (Cu, Sb, Se, Te)	Ag, Pb, Zn, CaF_2 Ba	Ag, Au, Pb, Zn, CaF_2 (Cu, Sn, Te)			Pb, Zn, Ba (Cu, FeS_2)					Pb, Zn, Cu, FeS_2	
	переходные глубины	(Bi, Au, Pb, Zn) (Cu, Mo, Sn, Ta, W)		(As, Mo, Sb) (Cu, Sn, W)	Au, Cu, Pb, Zn, Mo, (Re, Bi)									(Pb, Hg, Sb) (?)			
	гипабиссальные глубины								(Cu, Au)	Au (Ag, Sb, Sn)		Au, W, (Mo, Hg, Bi, Sb)	Sn	W, Sn, Au (Mo)	Sn, W		

Примечание. Химические символы без скобок указывают на наличие высоких концентраций и значительных скоплений этих элементов, в скобках — элементы, попутно извлекаемые или хотя и встречающиеся в высоких концентрациях, но пока не обнаруженные в значительных скоплениях.

пояса выделяются две золоторудные зоны — Алтынтау-Джетымтауская (а) и Тамдыкудук-Тамдыбулакская (б).

Кызылкумский рудный пояс (III_3) размещается в пределах активизированной пограничной области срединного массива (передового прогиба, или окраинной геосинклинали — в зависимости от различной трактовки). Характеризуется проявлением свинцово-цинкового и медного (колчеданного) оруденения с признаками золотоносности.

Нуратино-Ферганский рудный пояс (III_4) образован перемежающимися геосинклинальными и геоантиклинальными полосами. Отличается широким развитием флишоидных и кремнистых осадков, подчиненным количеством карбонатных пород, менее глубинным размещением гранитоидных батолитов, преимущественным развитием диоритов и гранодиоритов, сравнительно слабой их эродированностью, широким распространением вольфрамового оруденения, месторождений и рудопроявлений семейства {Кв, (Sb, Ag)-As-Au} формации, проявлениями редкометальной и ртутно-сурьмяной минерализации. В пределах этого рудного пояса выделяются следующие рудные зоны: вольфрамовая — Койташская, золото-ртутно-вольфрамовая — Актау-Каратау-Туркестанская, золото-вольфрамовая — Темиркабук-Кошрабадская, золоторудные — Султануиздагская, Южно-Тамды-Аяккудукская и Юго-Восточно-Ферганская, золото-ртутно-сурьмяная — Ухумо-Мальгузарская. В этом поясе, кроме отмеченных золоторудных зон, выделена обособленная Ауминзинская золоторудная площадь. Для Султануиздагской и Юго-Восточно-Ферганской золоторудных зон впервые выделяется нами практически интересная золото-лиственитовая формация.

Зарафшано-Гиссарский рудный пояс (III_6) отличается от Нуратино-Ферганского более мощными накоплениями осадков палеозоя, в том числе карбонатных отложений, карбонатность и магнезиальность которых увеличиваются в восточном направлении; более интенсивным складкообразованием; локализацией гранитоидных интрузий на более глубоких уровнях и более интенсивной их эрозией; местами широким развитием самых кислых фаз (Каратюбе) и гранодиоритов и очень редким распространением диоритов (Тахтакарача); развитием месторождений семейств {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} и {ск-Cu-Au} формаций. В пределах этого рудного пояса мы выделяем две рудные зоны — Зиаэтдин-Чакылкалянскую и Каратаг-Зирабулакскую, а в первой — четыре обособленных золоторудных участка — Зиаэтдинский, Зирабулакский, Каратюбинский и Чакылкалянский.

Южно-Гиссарский рудный пояс (III_7), как и Кызылкумский, формируется в окраинной зоне геосинклинали. Выходы палеозоя и допалеозоя известны в пределах Сурхантау — юго-восточной части пояса. Широко развиты мелкие проявления высокотемпературной редкометальной и золотой минерализации в пределах гранитоидного батолита (C_3) и его сателлитов.

Каракумо-Таджикская металлогеническая подзона (IV). В пределах Узбекистана представлена участком срединного массива, переработанного герцинской и альпийской складчатостью. Выходы его в юго-западных отрогах Гиссарского хребта представлены фундаментом, сложенным протерозойскими и досреднедевонскими метаморфическими породами; пестрота картины геологического строения, обусловленная интенсивной тектоникой этих древних образований, еще больше усложняется неоднородной сменой режима осадконакопления и складкообразования в последующие эпохи (на границе $Д_3/C_1$, C_1/C_2, в конце C_3, на границе P_1/P_2); преимущественным развитием герцинских субширотных

простираний складчатости и разрывных нарушений; тесным сопряжением в пространстве палеозойских проявлений магматизма с этими нарушениями; значительным распространением вулканогенно-осадочных толщ: в нижнем карбоне — фельзитов, кварцевых и дацитовых порфиров, андезитовых порфиритов и их туфов, в среднем карбоне — дацитовых порфиров и их туфов, в нижней перми — порфиритов и их туфов; внедрением в среднем — верхнем карбоне многофазных и простых гранитоидных плутонов по нормальной схеме последовательности (кварцевые диориты → граниты → аляскиты). Выделяется один рудный пояс — Юго-Западно-Гиссарский. В отношении золота район изучен слабо. Известны мелкие рудопроявления.

Юго-Западно-Гиссарский рудный пояс (1) размещается в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Геологическое строение охарактеризовано выше. Герцинская металлогения его связана с магматическими образованиями и представлена в основном семейством родственных колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций с мелкими проявлениями семейств скарново-свинцово-цинковых формаций. Альпийская (киммерийская) известна на территории Туркмении (мелкие свинцовые, свинцово-цинковые и киноварные проявления в Кугитангтау).

Южно-Тяньшанская металлогеническая зона по строению и характеру размещения рудных поясов относится к симметричным системам (Малахов, 1960, 1962). По обе стороны ее находятся жесткие срединные массивы (активизированные участки) с проявлениями свинцово-цинковой и медной минерализации промышленных типов, в окраинных геосинклинальных рудных поясах сосредоточены промышленные типы вольфрамово-молибденового, золотого проявления и сурьмяно-ртутного оруденения. В центральной части геосинклинали господствуют проявления редкометальной (оловянной, вольфрамовой и др.) минерализации. Такое расположение рудных поясов в пределах узбекистанского участка геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня (табл. 57) значительно отличается от системы «металлогенических зон» Е. Д. Карповой (1959), которая выделяет здесь шесть «зон» со следующим распределением в них господствующих рудных элементов: (Pb, Zn)—(Au, W)—(Sn)—(Sn, W, Be) — (Sn, W, Be)—(Pb, Zn, Cu). Ее данные почти полностью согласуются со схемой металлогении И. Х. Хамрабаева (1964) и тектоническими представлениями В. И. Смирнова (1962).

Типизация золоторудных районов

Всего в пределах Узбекистана выделено пять типов промышленных золоторудных районов и намечается один с признаками возможного нахождения месторождений семейства { Кв-(Sb, Ag)-As-Au } формаций (Северо-Чаткальская подзона).

В основу принятого выделения типов положена глубинность уровней формирования магматических и связанных с ними постмагматических образований. В Западном Узбекистане отмечено три типа районов с месторождениями и рудопроявлениями семейств золоторудных формаций, образовавшихся в условиях гипабиссальных глубин; в Алмалыкском рудном районе — один тип с проявлениями семейства { Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu } формаций, образовавшихся в условиях переходных глубин; в Чаткало-Кураминской зоне — тоже один тип с проявлениями семейства { Кв-(Te, Se)-Au } формаций, для которого характерны приповерхностные условия локализации руд. Кроме того, в Чаткало-Кураминской металлогенической зоне возможен тип с переотложенными

золоторудными образованиями, а в Западном Узбекистане — с развитием приповерхностных золоторудных формаций, связанных с проявлениями вулканизма. В данной работе они не рассматриваются.

В пределах Западного Узбекистана И. Х. Хамрабаевым, Л. З. Палеем и Х. Р. Рахматуллаевым установлены следующие типы верхнепалеозойских золоторудных районов.

Нуратинский тип рудных полей с развитием проявлений семейств { Кв-(Sb, Ag)-As-Au } и { Ск-Cu-Au } формаций. Наиболее полно представлен в центральной части Нуратино-Ферганского редкометально-золоторудного пояса (рис. 92) и в Зирабулак-Зиаэтдинских горах.

Геологический разрез выделенного типа сложен породами ордовика, силура и девона. Они представлены глубоко метаморфизованными узловатыми кварцево-биотитовыми, двухслюдяными, углисто-серицитовыми, кремнисто-хлоритовыми, филлитовидными сланцами с прослоями конг-

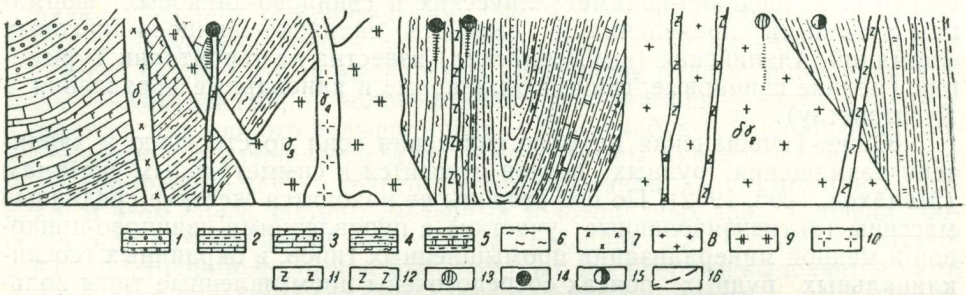


Рис. 92. Реконструированный геологический разрез гор Нуратау (по Л. З. Палею, Х. Р. Рахматуллаеву, И. Х. Хамрабаеву).

1—переслаивание конгломератов и песчаников (C_3—P_1); *2*—переслаивание песчаников, алевролитов и известняков ($C_3^{в-ш}$); *3*—спилиты, диабазы с пропластками известняков (D_2); *4*—переслаивание слюдистых сланцев с кварцитами и известняками (S_2); *5*—переслаивание кремнистых, глинистых сланцев с песчаниками (S_1); *6*—хлоритово-амфиболово-слюдистые сланцы (Pz?); *7*—диориты, кварцевые диориты (σ_1); *8*—гранодиориты ($\sigma\gamma_3$); *9*—граниты (γ_3); *10*—лейкократовые граниты, аляскиты; *11*—диоритовые порфириты; *12*—лампрофиры; *13*—[(Кв)-Ап-Пи-Зол] формация; *14*—[Кв-Пи-Ап-Зол] формация; *15*—[Кв-Пи-Зол] формация; *16*—разрывные нарушения.

ломератов, гравелитов, порфиритов, альбитофиров, спилитов и реже известняков. Весь комплекс отложений смят в складки I и II порядка с очень крутыми (до 80°) углами падения крыльев. В ядрах антиклинориев, в частности в Северо-Нуратинском хребте, залегают крупные гранитоидные массивы батолитового (C_3—P_1) этапа, сложенные диоритами, гранодиоритами и гранитами. Во всех известных случаях шарниры складок изогнуты в плане или продольном профиле. Среднегерцинские гипербазиты, сингенетичные ярусу, проявлены слабо.

Широко развиты разрывные нарушения, среди которых преобладают секущие разломы широтного и северо-западного простирания с оперяющими их северо-восточными трещинами.

Размещение рудопроявлений семейства { ск-Cu-Au } формаций определяется наличием субвулканических даек дацитового порфира (Баймухамедов, 1960). Кроме того, здесь встречаются рудопроявления семейства { Кв-(Sb, Ag)-As-Au } формации, связанные с глубинными породами. И. Х. Хамрабаев (1958) отмечает около Кошрабадской гранитоидной интрузии зональное развитие золоторудных формаций данного семейства.

Южно-Тамдытауский тип (рис. 93). Характеризуется развитием проявлений семейства { Кв-(Sb, Ag)-As-Au } формаций. Представлен запад-

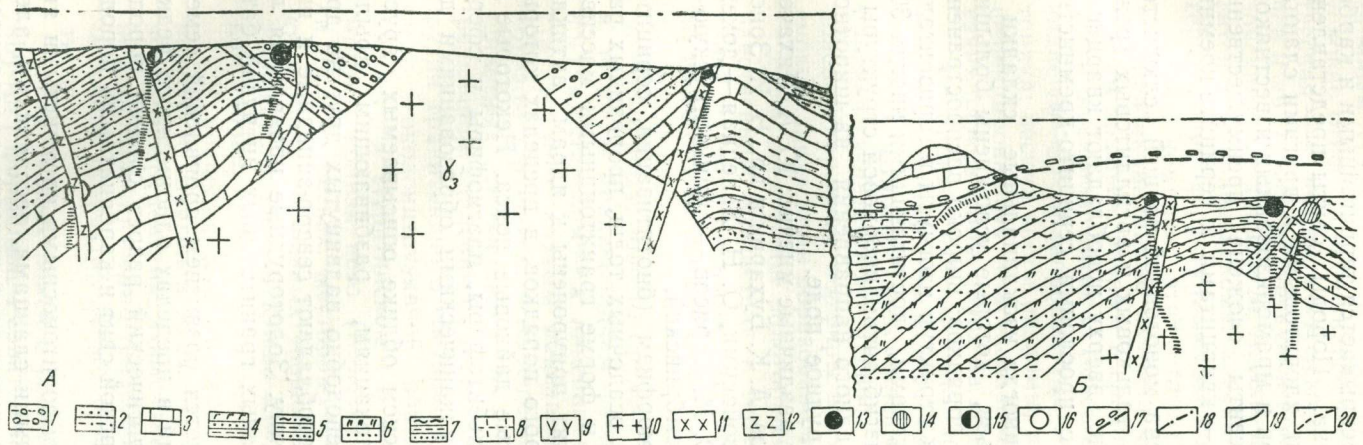


Рис. 93. Реконструированный геологический разрез через горы Алтынтау (А) и Южный Тамдытау (Б) (по Л. З. Палею, Х. Р. Рахматуллаеву, И. Х. Хамрабаеву).

1—кремнистые, карбонатные и сланцевые отложения кокпатасской свиты; *2*—вулканогенно-песчано-сланцевые отложения архарской свиты; *3*—известняки (C_1—D_3); *4*—осадочно-вулканогенные (нерасчлененные) отложения кынгирской свиты (S_2—D_1); *5*—песчано-сланцевые отложения бесапанской свиты; *6*—песчано-карбонатно-сланцевые отложения тасказганской свиты; *7*—песчаники, алевролиты и кремнистые кварцитовидные сланцы аумизинской свиты; *8*—субвулканические дайки кварцевого порфира, плагиофира, сферолитового порфира (C_2--D_1); *9*—гипербазиты (C_3); *10*—гранодиориты ($\delta\gamma_2$ C_3—P_1); *11*—диориты, диоритовые порфириты, керсантиты (X_1), спессартиты (X_2); *12*—керсантиты (X_3) минерализации; *13*—[Кв-Пи-Ап-Зол] формация; *14*—[(Кв)-Ап-Пи-Зол] формация; *15*—[(Кв-Пи-Зол)] парагенетическая ассоциация; *16*—[Кв-(Срб)-Ант] с золотом формация; *17*—донижнедевонская линия денудационной поверхности с гальками золотосодержащего жильного кварца (золото каледонское); *18*—предполагаемая после C_3—P_1 поверхность в момент формирования герцинского золотого оруденения; *19*—современная поверхность; *20*—разрывные нарушения.

ной частью Нуратино-Ферганского редкометально-золоторудного пояса. Геологический разрез данного типа сложен песчано-сланцевыми отложениями ауминзинской, тасказганской и бессапанской свит. Ауминзинская свита, по данным А. Л. Суздальского и О. И. Кима (1965), с угловым и азимутальным несогласием перекрывается терригенными и карбонатными отложениями нижнего девона. Породы свиты представлены слюдисто-кварцевыми, амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами с прослоями и линзами кварцитов и мраморизованных известняков.

Нижняя часть тасказганской свиты сложена преимущественно карбонатными породами, верхняя — кварцитами и серицито-кремнистыми сланцами.

Бессапанская свита внизу сложена монотонной толщей слюдисто-кремнистых, глинисто-серицитовых, тальковых и аргиллитовых (реже кордиеритовых) сланцев и филлитов, вверху преобладают кварцевые песчаники, ритмично-чередующиеся с прослоями серицито-кремнистых сланцев и кварцевых алевролитов.

Породы смяты в тесно сжатые, иногда изоклинальные складки с крутым (50—60°) падением крыльев, которые усложнены большим количеством мелких складок низших порядков; широко распространены плойчатые складки. Шарниры многих структур изогнуты в горизонтальной плоскости и ундулируют под углами, достигающими иногда 30°. Особенно важное значение имеет изгиб антиклинориевой структуры в районе Тамдынских гор с северо-западного направления на широтное. К нему приурочено Мурунтауское рудное поле.

О возрасте этих свит существуют различные мнения: Ю. А. Лихачев, С. С. Шульц и др. (1963), К. К. Пятков, А. К. Бухарин и др., В. И. Зонов, П. Н. Подкопаев считают их палеозойскими, О. Н. Халецкая — докембрийскими, М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов — ауминзатаускую — верхнерифейской, тасказганскую — кембрийской.

Характерен значительный метаморфизм (биотитизация, серицитизация, окварцевание и пиритизация) осадочных толщ, прорванных разнообразными по составу, размерам и форме гранитоидными массивами. Наиболее крупные тела последних приурочены к ядрам антиклинальных сооружений первого и второго порядков, в пределах которых часто встречаются линейно вытянутые дайковые пояса. Некоторые из этих даек — кварцевые порфиры, альбитофиры, плагиофиры и сферолитовые порфиры — считаются субвулканическими образованиями добатолитового этапа.

Значительная роль в тектоническом облике описываемых ярусов принадлежит дизъюнктивным дислокациям, разбивающим крылья складок на ряд узких блоков, чешуеподобно надвинутых друг на друга. Из многочисленных разрывов преобладают северо-западные и широтные, аналогично нуратинскому типу. Золоторудные проявления локализуются в ореолах скрытых крупных гранитоидных интрузий батолитового этапа.

Алтынтауский тип. Характеризуется развитием проявлений семейства {Кв-(Sb, Ag,)-As-Au} формаций в пределах одноименного редкометально-золоторудного пояса. Геологический разрез сложен породами кокпатасской, коксайской и архарской свит и карбонатными породами палеозоя.

Кокпатасская свита сложена фосфоритоносными кремнистыми яшмовидными породами, кварцитовидными сланцами, песчаниками, алевролитами, а коксайская — чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Терригенные отложения среднего карбона представлены ритмично переслаивающимися гравелитами, песчаниками, алевролита-

ми, аргиллитами и известняками; в нижней части коксайской свиты развиты туфобрекчии.

Возраст карбонатных пород Кокпатаса К. К. Пятковым и А. К. Бухариным (1962) определяется как верхневизейский, архарская свита условно отнесена к башкирскому и низам московского ярусов, а кокпатасская — к верхам московского яруса среднего карбона. Ю. А. Лихачев и др. (1963) архарскую и кокпатасскую свиты считают нижнепалеозойскими. По данным М. А. Ахмеджанова и др., кокпатасская свита относится к докаледонскому, коксайская — к каледонскому, архарская — к герцинскому структурным этажам.

Весь комплекс этих отложений смят в открытые, как правило, брахиантиклинальные складки субмеридионального простирания с падением крыльев, равным в среднем 30°. В отдельных случаях, особенно около разломов, имеются более крутые углы падения крыльев, достигающие 70—80°, и запрокинутые складки. Широко развита блоковая тектоника; весьма часты разломы, по которым в наиболее интенсивно дифференцированных участках наблюдаются чешуеподобные надвигания узких блоков одних пород на другие.

Глубинные изверженные породы представлены гипербазитами (C_2) и крупными гранитоидными (гранодиориты, граниты) интрузиями (C_3—P_1). Широко представлены различные по составу дайки. Так, в районе Кокпатасского рудного поля развиты дайковые поля и даже пояса. Кварцевые порфиры из этих даек Х. Р. Рахматуллаев считает субвулканическими образованиями добатолитового этапа.

Для всех типов золоторудных районов характерна тесная пространственная, возрастная и геохимическая связь золоторудных проявлений с гранитоидными интрузиями (C_3—P_1), что позволяет говорить об их генетической связи. Однако выделенные типы имеют существенные различия.

Во-первых, золотое оруденение в Алтынтауском районе приурочено к пологим брахискладкам субмеридионального простирания, в Южно-Тамдытауском — к линейно вытянутым широтно ориентированным структурам с крутым падением крыльев, в Нуратинском—главным образом к разрывным нарушениям, секущим очень крутые крылья субширотных антиклиналей; во-вторых, золотое оруденение находится в различном удалении от геологически одновозрастных батолитовых интрузий гранитоидного состава: в Алтынтауском районе оно сосредоточено в околоинтрузивной зоне, в Южно-Тамдытауском — в надынтрузивной[1], в Нуратинском — в различных позициях: в интрузиве (Чармитан), вблизи него (Кансай) и в удалении (Синтаб, Давлятходжа и др.); в-третьих, месторождения и рудопроявления золота образуются в общем на разных уровнях глубинности: глубже всего — в Нуратинском, выше — в Южно-Тамдытауском и еще выше — в Алтынтауском районе.

В пределах Кураминской металлогенической подзоны В. А. Арапов, И. К. Брагин и А. А. Малахов выделяют два типа палеозойского золотого оруденения. Намечается третий тип переотложенных мелких рудопроявлений пермо-триасового, а может быть, и более позднего альпийского возраста[2]. Ниже приводится описание двух выделенных типов.

Тип рудных полей с развитием месторождений семейства { Кв-(Te, Sb)-Au } формаций. Развит в пределах Центрального, Восточного и

[1] В понимании Х. М. Абдуллаева (1954).

[2] Весьма возможно, что будут обнаружены новые типы проявления золоторудной минерализации.

частично Западно-Кураминского рудных районов. Связан с ранне-верхнепалеозойской палеовулканической деятельностью, протекавшей после формирования крупных батолитоподобных интрузий в средне-верхнекарбоновую магматическую фазу. Оруденение представлено месторождениями и рудопроявлениями [Кв-(телл)-сфд-Зол.], [Кв-Пи-Эл], [Адл, карб-Кв-Эл] и [(телл)-Пи-Зол] формаций. Золоторудные формации этого типа размещаются в породах преимущественно андезитового состава уя-минбулакской и акчинской свит. Предполагается парагенетическая, а возможно, генетическая связь с субвулканическими средними породами повышенной щелочности (типа сиенито-диоритов) среднекарбоновой акчинской свиты (рис. 94).

В качестве примера приводим геологическое описание Центрально-Кураминского золоторудного района, принципиальный его разрез (рис. 94) и схему геологического строения Лашкерекской мульды проседания (рис. 95), иллюстрирующих глубинное строение и положение золотого оруденения.

Характерная особенность тектоники Центрально-Кураминского золоторудного района — блоковое строение. Основными структурными элементами являются мульды проседания и грабен-синклинали, разделенные поднятиями. Первые два типа структур выполнены вулканическими породами верхнего палеозоя с широким развитием субвулканических тел и экструзивных куполов, синхронных лавовым излияниям. Наибольшее число субвулканических тел размещается по окраинам этих депрессионных структур. Поднятия сложены гранитоидами нижнебашкирского комплекса, сформированными в главную фазу складчатости.

В пределах района выделяются крупные мульды проседания: Ташкескенская, Адрасманская, Лашкерекская, Камчикская, Карабашская и Чилтенская (Арапов, 1965, 1966). По правобережью р. Ахангаран отчетливо прослеживается Шавас-Дукентская грабен-синклиналь.

Типичные представители среднекарбоновой субвулканической золоторудной формации развиты в пределах Лашкерекской мульды и Шавас-Дукентской грабен-синклинали; с первой связано Кочбулакское золоторудное поле, со второй — Кызылалмасайское. Лашкерекская мульда проседания имеет несколько вытянутые в плане очертания и размеры 20×40 *км* (рис. 95). В южной ее части проходят крупные широтные взбросы (Баштавакский и Кочбулакский), в центре она пересекается пучком северо-восточных разломов.

Мульда выполнена вулканическими толщами — акчинской (C_2) и кызылнуринской (T_1), суммарной мощностью более 3000 *м*. Покровные образования свит смяты в серию брахискладок северо-восточного простирания. Крылья складок падают под углами 15—45°; породы кызылнуринской свиты, слагающие центральную часть мульды, имеют более пологие углы наклона слоев — до 15°, а акчинский—25—45°.

Вдоль восточной окраины мульды на протяжении 32 *км* наблюдается полукольцевой пояс шириной до 10 *км*, насыщенный гипабиссальными интрузиями и субвулканическими телами гранодиорит-порфиров, дацитовых и андезито-дацитовых порфиров, андезитовых порфиритов, диоритов. Многочисленные секущие тела, сложенные лавовым материалом, развиты по всей площади мульды, а вдоль южной и западной ее границ располагаются штоки и дайкообразные тела гранитов и гранодиорит-порфиров.

В центре мульды расположен крупный нижнетриасовый лашкерекский палеовулкан, давший толщу пород кызылнуринской свиты и

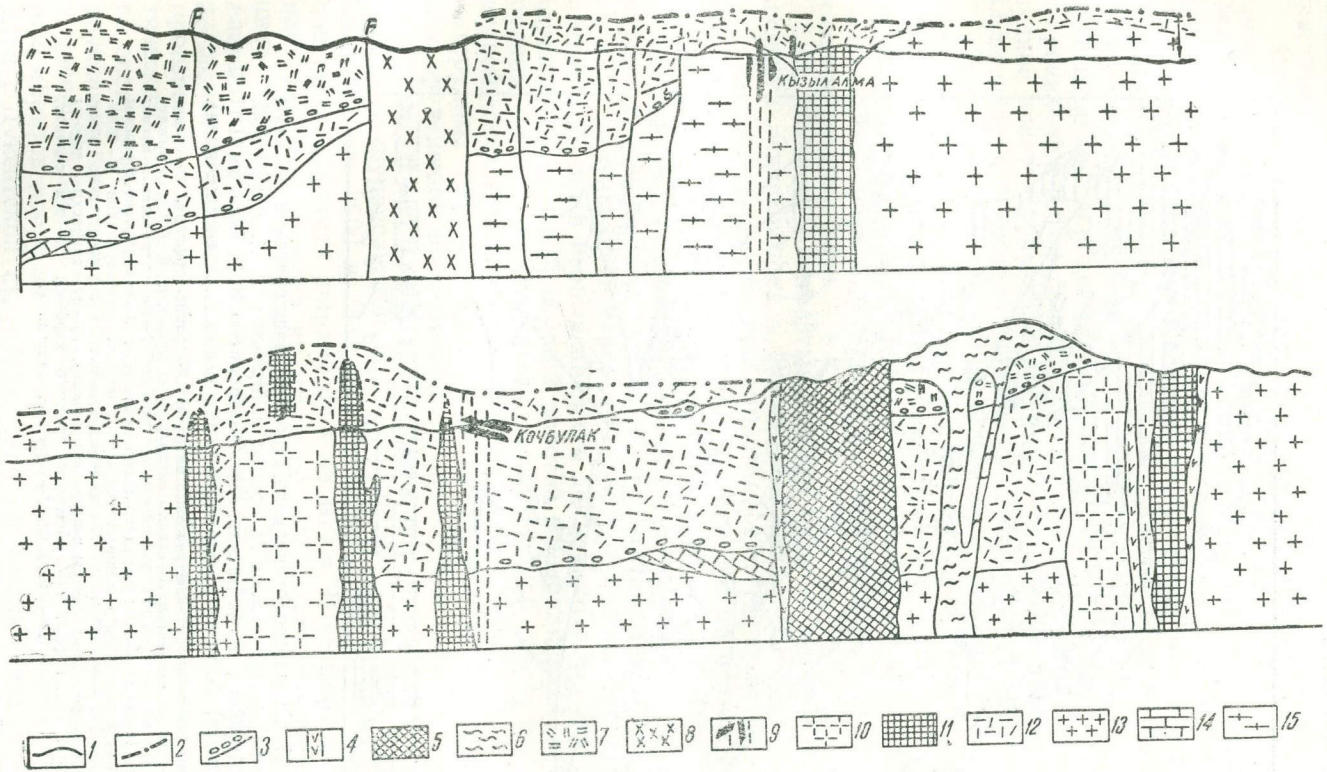


Рис. 94. Принципиальный геологический разрез, отражающий глубинное строение Центрально-Кураминского золоторудного района в период формирования золотого оруденения в пределах Лашкерекской мульды проседания и Шавас-Дукентской грабен-синклинали (по В. А. Арапову). Горизонтальный масштаб в два раза меньше вертикального.

1—современная поверхность; *2*—предполагаемая среднекарбоновая поверхность в момент формирования золотого оруденения; *3*-базальные слои свит; *4*—нижнетриасовая дайка кварцевых и фельзитовых порфиров; *5*—нижнетриасовый субвулкан кварцевых порфиров; *6*—нижнетриасовая экструзия кварцевых порфиров и ее каналы; *7*—нижнетриасовая липаритовая формация (кызылнуринская свита); *8*—граниты (C_3); *9*—рудные зоны и тела; *10*—субвулканические тела (C_3) гранодиорит-порфирового состава; *11*—субвулканические тела (C_3) дацитового и андезито-дацитового состава; *12*—среднекарбоновая дацито-андезитовая формация (акчинская свита); *13*—гранитоиды карамазарского типа; *14*—известняки (D_2—C_1); *15*—гранитоиды неокаледонские.

серию экструзивных куполов, сложенных фельзитовыми и кварцевыми порфирами.

Два среднекарбоновых палеовулкана (гушсайский и ничбашский) установлены на северо-западе мульды. С ними связано формирование толщ акчинской свиты.

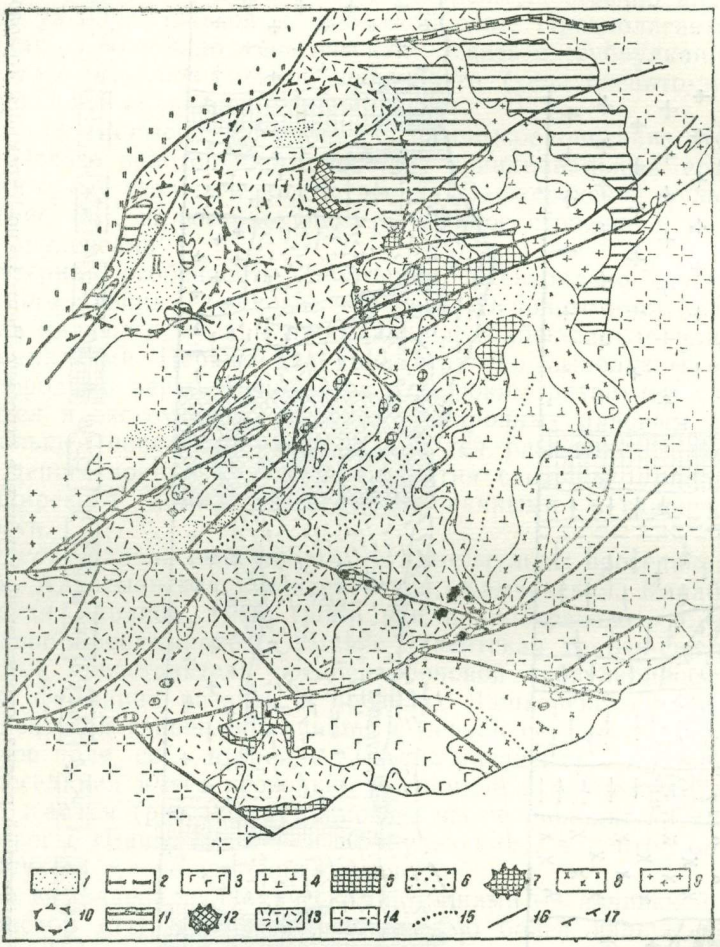


Рис. 95. Схема геологического строения Лашкерекской мульды проседания (составлена на основе материалов З. П. Артемовой, В. А. Арапова, В. Ф. Базиль, А. И. Недзвецкого, В. Н. Ткачева, Н. П Катышева, Б. И. Сигалова, Б. Мажикенова, В. А. Алексашечкина).

1— зоны осветления; Нижнетриасовые интрузии: *2*—гранит-порфиров, *3*—гранитов, *4*—сиенито-диоритов; *5*—каналы экструзивных куполов; *6*—останцы нижнетриасовых многоканальных экструзивных куполов; *7*—нижнетриасовые некки; *8*—вулканические породы кызылнуринской свиты (T_1); *9*—гранодиорит-порфиры; *10*—примерный периметр основания среднекарбоновых палеовулканов (*I*— ничбашский, *II*— гушсайский); *11*—среднекарбоновые субвулканические тела; *12*—среднекарбоновые центры извержений (некки); *13*—вулканические породы акчинской свиты (C_2); *14*—гранитоиды среднего карбона; *15*—оси складок; *16*—разломы; *17*—элементы залегания.

Для гушсайского центра извержения отчетливо устанавливается четыре цикла вулканической деятельности.

Породы первого цикла представлены лавово-пирокластической толщей андезито-дацитовых порфиров и андезитовых порфиритов и

крупным субвулканическим телом гранодиорит-порфиров, которое находится в области предполагаемого основного канала палеовулкана. В районе субвулкана и его окрестностях в пирокластических породах развиты зоны осветления, окварцевания и алунитизации, с которыми связаны собственно алунитовые тела месторождения Гушсай и его участков.

Второй цикл проявился в отложении туфов, излиянии лав дацитовых порфиров, образовании экструзивных куполов и субвулканов. Они располагаются кольцом вокруг пород первого цикла. Экструзивные купола и субвулканы образуют кольцо диаметром 5 *км* и располагаются, видимо, по окраинам кальдеры проседания, возникшей во второй цикл деятельности вулкана. Мощность покровных образований второго цикла — 300—400 *м*. В пластах пирокластики в этой толще размещаются пологозалегающие зоны окварцевания и серицитизации с проявлениями [Кв-(телл)-сфд-Зол] рудной формации (Кочбулакское рудное поле). Субвулканические тела дацитовых порфиров секут зоны алунитизации месторождения Гушсайского рудного поля.

Во время третьего цикла образованы покровы лав андезито-дацитовых порфиров и андезитовых порфиритов. С ними синхронны штокообразные и дайкообразные субвулканические тела, выполненные лавами этого же состава. В пределах Кочбулакского рудного поля одно из таких дайкообразных тел сечет пологозалегающую зону окварцевания и серицитизации Узун.

И, наконец, с четвертым циклом связано образование лав, туфов и субвулканических тел также дацитового состава.

По геохимическим особенностям, как показывают предварительные данные, породы первых трех циклов весьма близки, что свидетельствует об их связи с одним центром извержений (гушсайским палеовулканом). На основании указанных возрастных взаимоотношений можно предположить, что зоны алунитизации Гушсайского рудного поля — результат фумарольно-гидротермальных процессов в окрестностях вулкана в первый цикл его деятельности, а зоны окварцевания, серицитизации и проявлений золотой минерализации в Кочбулакском рудном поле — продукты близповерхностной разгрузки гидротерм во второй цикл вулканической деятельности. Глубина формирования золоторудных тел — первые сотни метров (рис. 95), вертикальный размах оруденения, по-видимому, от нескольких сотен до 1000 *м*.

Шавас-Дукентская грабен-синклиналь выполнена вулканическими породами шурабсайской (P_1) и акчинской (C_2) свит суммарной мощностью более 2500 *м*. Она протягивается в северо-восточном направлении на 32 *км*, имея ширину от 4 до 10 *км*. В ее формировании в течение среднекарбонового вулканизма намечается два цикла. В первый цикл опускалась северная половина, этот блок заполнялся лавами и туфами андезито-дацитовых порфиров и андезитовых порфиритов; во второй—южная. Вдоль окраины южного блока по разлому произошло «выдувание» громадных объемов раскаленного пирокластического материала, образовавшего игнимбритовую толщу дацитового состава верхней части акчинской свиты. Она покрыла территорию опускающегося южного блока, сложенного неокаледонскими гранитами, и распространилась на площадь северного блока. Мощность покрова игнимбритов достигла 300—400 *м*. Процесс игнимбритообразования в Шавас-Дукентской структуре, судя по составу, синхронен со вторым циклом деятельности гушсайского палеовулкана в Лашкерекской мульде проседания.

Золоторудные тела [Кв-Пи-Эл] формации в Кызылалмасайском рудном поле размещаются в гранитах, а также в лавах и туфах ниж-

ней части акчинской свиты под покровом игнимбритов. В последних над золоторудными кварцевыми жилами отмечаются лишь зоны дробления с осветлением, несущие признаки золотого оруденения. Следовательно, уровни формирования золоторудной минерализации этого рудного поля довольно неглубокие (от первых сотен метров до одного километра с таким же вертикальным размахом промышленного оруденения).

В пределах Қызылалмасайского рудного поля нет признаков более поздних циклов среднекарбоновой вулканической деятельности, подобных Қочбулакскому. Однако проявление золотого оруденения в Қызылалмасайском рудном поле до игнимбритообразования и геологическая история формирования этого поля свидетельствуют о геологической одновозрастности (C_2) золотой минерализации обоих рудных полей.

Перекрывание золоторудных жил игнимбритовым горизонтом акчинской свиты (Қызылалмасайское рудное поле), пересечение их дайками диабазовых порфиритов и среднекарбоновых дацитов в зоне Узун (Қочбулакское рудное поле), окончание золоторудных жил в породах акчинской свиты на контакте с верхнекарбоновыми (пермскими?) гранитами и отсутствие их продолжения в этих гранитах в пределах грабен-синклинали (Северный блок, Алмалыкское рудное поле) свидетельствуют о среднекарбоновом возрасте части золотого оруденения семейства { Кв-(Te, Sb)-Au } формаций.

Золотое оруденение Чадакского рудного поля представлено двумя типами. Возможно, оно относится к двум подэтапам пермо-триасового магматизма — пермо-триасовому (рудные жилы в уя-минбулакских и акчинских породах) и более позднему нижнетриасовому (золоторудная минерализация в покровах кислых вулканитов кызылнуринской свиты и ее субвулканических аналогов).

Тип рудных полей с развитием золоторудных проявлений семейства { Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu } **формаций**. Рассматривается на примере реконструированного схематического геологического разреза Западно-Кураминского района (рис. 96) и приурочен к площадям с широким развитием среднепалеозойских (неокаледонских) и верхнепалеозойских образований. Намюр-нижнебашкирские тектоно-магматические процессы обусловили воздымание района, превращение его в геоантиклинальное поднятие, во время которого породы осадочного чехла были смяты в складки, а также возникновение субширотных среднепалеозойских разломов, с большей частью которых связано проявление вулкано-плутонической формации этого этапа. Покровы вулканических пород уя-минбулакской свиты (C_{1-2}) были маломощными (до 600—800 *м*) или вообще отсутствовали. Плутоническая формация представлена крупными батолитообразными интрузиями «кураминских» гранодиоритов и сиенито-диоритов алмалыкского типа, абсолютный возраст которых, по последним данным (Лаверов и др., 1964; Головин, 1965), определяется в пределах нижнего—среднего карбона; небольшими куполо- и дайкообразными телами гранодиорит-порфиров, характеризующими, вероятно, последнюю фазу этого магматического этапа.

Здесь развиты месторождения семейства { Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu } формаций, особенно медно-порфировые с золотом руды (Қальмакыр, Сарычеку и др.), пространственно приуроченные либо к кварцевым порфирам (D_2^1), либо к сиенито-диоритам и гранодиорит-порфирам алмалыкского типа (C_2^1) и формирующиеся в диапазоне переходных глубин—до 2200 *м*. Упомянутые выше медно-порфировые с золотом рудные месторождения контролируются и, видимо, генетически связываются с гранодиорит-порфирами (C_2^1).

Начало верхнепалеозойской тектоно-магматической деятельности знаменовалось блоковой перестройкой созданного ранее геоантиклинального поднятия: по ограничивающим древним и среднепалеозойским, частично подновленным, или вновь образовавшимся в верхнем палеозое разломам формировались нисходящие блоки, линейно вытянутые грабен-синклинали и прогибы. С заполнением их мощными (до

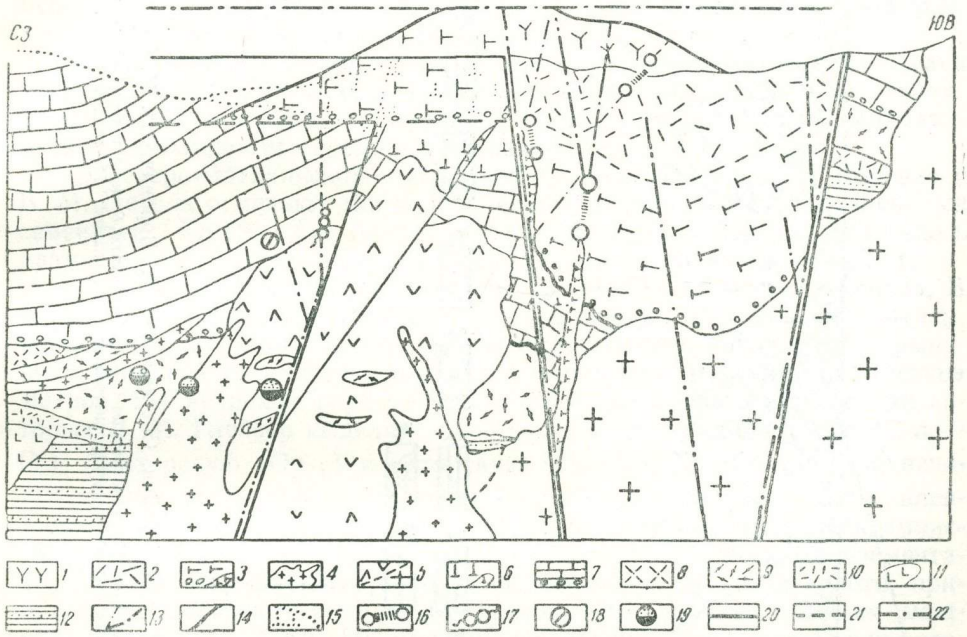


Рис. 96. Схематический реконструированный геологический разрез Западно-Кураминского района ко времени формирования золоторудных формаций (И. К. Брагин, А. А. Малахов). Горизонтальный м-б в 5 раз меньше вертикального.

Акчинская свита (C_2^2): *1*—дацитовые порфиры, *2*—кварцевые порфиры и их туфы, *3*—андезитовые порфириты с конгломератами в основании и субвулканическими интрузиями. Интрузии гипабиссальной гранитоидной фации (C_2^1): *4*—гранодиорит-порфиры, *5*—сиенит-диориты алмалыкского типа (*а*) и гранодиориты кураминского типа (*б*); *6*—уяминбулакская свита (C_{1-2}), *7*—карбонатная толща среднего палеозоя (D_2-C_1) с песчаниками и конгломератами в основании. Нижнепалеозойские образования: *8*—„серые" андезитоидные порфириты (гранодиорит-порфиры? D_{1-2}), *9*—кварцевые порфиры (D_1^2), *10*—андезитовые порфириты (D_1^1). *11*—граниты, аляскиты (S_2-D_1), *12*—сланцы, песчаники (0—S). Разрывные нарушения: *13*—верхнепалеозойские; *14*—среднепалеозойские, *15*—геологические образования, размытые в доакчинский этап. Минерализация: *16*—приповерхностные кварцевые с золотом жилы, *17*—жилы [Кв-(Пи)-Зол] формации, *18*—кварц-сульфидные тела [(телл)-Пи-Зол] формации, *19*—меднопорфировые с золотом месторождения семейства [Кв-Сер-(Au, Mo)-Cu] формаций, *20*—линия денудационной поверхности, одновозрастной формированию медно-порфировых месторождений, *21*—линия предакчинского размыва, *22*—линия денудационной поверхности, одновозрастной кварц-золоторудным жилам.

1500—2000 *м*) толщами андезитовых, андезито-дацитовых пород и их туфов акчинской свиты, внедрением субвулканических тел (C_2^2) и образованием разломов этого возраста связаны типично приповерхностные (до 500—1200 *м*) субвулканические жилы [Кв-Пи-Эл] формации Центрального блока (Каульды II и III, Илонг, Бичанзор и др.). В пределах же восходящих блоков (Северный блок), где маломощные покровы акчинских лав перекрывали размытую поверхность среднепалеозойских пород или их излияние вовсе не происходило, на тех же глубинах формировались крутопадающие жилы [Кв-Пи-Зол] формации (Сартабут-

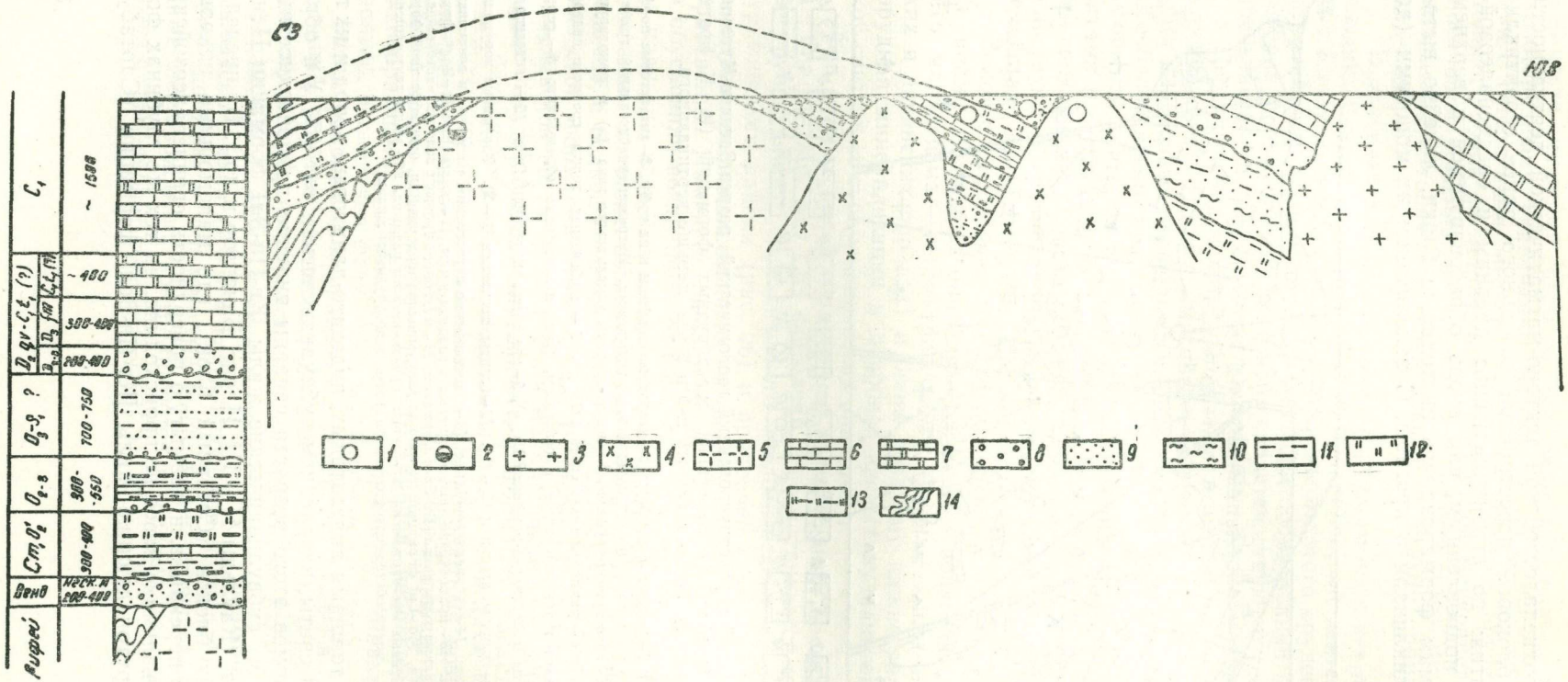


Рис. 97. Схематический разрез через Пскем-Сандалашский рудный район. Составили Т. М. Воронич, Л. М. Глейзер.

1—проявления [Кв-Пи-Зол] формаций; *2*—проявления [Кв-Пи-Ап-Зол] формаций; *3*—граниты C_2—C_3; *4*—гранодиориты C_2—C_3; *5*—граниты; *6*—известняки; *7*—доломиты; *8*—конгломераты; *9*—песчаники; *10*—алевролиты; *11*—глинистые сланцы; *12*—кремнистые сланцы; *13*—углеродисто-кремнистые сланцы; *14*—сланцы рифея.

кан, Актурпак, Акчасай и др.). Они размещаются в апикальных частях сиенито-диоритового массива (C_2^1), внизу карбонатной толщи (D_2—C_1) и в «серых» андезитовых порфиритах (D_{1-2}). В карбонатных породах (D_2—D_3) размещаются жилы и метасоматические тела [(телл)-Пи-Зол] формации (Бургунда).

Существует мнение о более позднем возрасте образования золоторудной минерализации (И. Б. Викторова, В. Ф. Викторов, Ж. Н. Кузнецов, В. И. Айзенштат). Они относят возраст гранодиорит-порфиров, с которыми связываются оруденения, к перми.

Таким образом, золоторудные минерализации в пределах мульд проседания Кураминских гор формировались на различных глубинных уровнях и связаны по меньшей мере с двумя этапами магматической деятельности—среднекарбоновым и пермо-триасовым.

В Северо-Чаткальской (Пскемской) рудной зоне Т. В. Воронич и В. М. Петров отмечают тип золоторудных районов с рудопроявлениями семейства {Кв-(Sb, Ag)-As-Au} формаций. Проявления золота здесь размещаются в пределах конседиментационного поднятия (рис. 97).

Для примера приводим описание Пскем-Сандалашского района. В основании типизированного разреза размещаются рифейские гнейсы, прорванные крупными интрузиями плагиогранитов, которые перекрываются вендской толщей конгломератов мощностью в несколько десятков метров. На вендских породах залегают нижнепалеозойские, среди которых Л. М. Глейзер выделяет три ритмотолщи: сандалашскую (Cm_1—O_2), бешторскую (O_{2-3}) и акторскую (O_3—S_1) (?). Состав нижнепалеозойских отложений: песчаники, сланцы, кремнистые сланцы, алевролиты, известняки, доломиты. Широко развиты углеродисто-кремнистые сланцы, обогащенные Mo, V, P и другими химическими элементами. В этих неизмененных породах обнаружены признаки золота, присутствуют железисто-кремнистые яшмовидные породы. Общая мощность — порядка 2 *км*. На нижнепалеозойских отложениях трансгрессивно залегает толща живет-франских песчаников мощностью 200—400 *м*, обнаруживающая сингенетичную зараженность медью и другими элементами. Выше размещается толща карбонатных пород верхнего девона — среднего карбона, разделяющаяся М. А. Ахмеджановым на две ритмотолщи: девон-нижнекарбоновую и нижне-среднекарбоновую. Первая сложена в основном известняками, мергелистыми известняками и доломитами, вторая—массивными кремнистыми и рифогенными известняками.

Все осадочные породы прорываются гранитоидами средне-верхнекарбонового комплекса—диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и гранитами, приуроченными преимущественно к поперечным поднятиям в крупной антиклинальной структуре.

Золотая минерализация представлена главным образом кварц-серицит-мышьяково-золоторудными мелкими жилами, золотосодержащими пирротин-пиритизированными роговиками и кварцитами, кварц-карбонатно-сульфидно-золоторудными жилками. Характерна тесная связь золота с мышьяком, наблюдаемая в перечисленных формациях.

Рудопроявления размещаются преимущественно в древних нижнепалеозойских толщах, отчасти франских песчаниках и докембрийских гранитах. Характерна связь с гранодиоритовыми интрузиями средне-верхнекарбонового возраста. По отношению к ним наблюдается следующая зональность. Рудопроявления молибдена и вольфрама размещаются в интрузиях; золота и мышьяка — в экзоконтактах; висмута, золота и полиметаллов — в удалении от контакта.

Глава II

К ВОПРОСУ О ПОЗДНЕКАЛЕДОНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМАХ

УДК 553.41+551.732.3

Установление возраста золоторудной минерализации (впрочем, как и всякой другой) имеет принципиально важное значение, так как он является одним из признаков при выделении площадей для поисковых работ.

Однако нередко определить возраст оруденения необычайно сложно. Например, в Мурунтау геологоразведочными работами возраст месторождения не установлен. Причина этого заключается в особенностях его геологической позиции. В строении района участвуют три структурно-формационных яруса, разделенных несогласиями. Нижний ярус сложен ордовик-раннесилурийской метаморфизованной флишоидной толщей мощностью до 4600 *м*. Средний представлен карбонатной формацией, включающей все три фаунистически охарактеризованных отдела девона, а также нижний и средний отделы каменноугольной системы. Мощность его достигает 3000 *м*. Верхний ярус имеет верхнепалеозойский возраст (ближе не определен) и сложен молассовой формацией мощностью более 500 *м*.

Широко развитые в описываемом районе дайковые образования концентрируются главным образом в нижнем структурном ярусе, нигде не пересекаясь. По составу среди них отмечены две группы: дайки кислого состава (гранит-порфиры, сферолитовые порфиры, плагиофиры) и основного (сиенито-диоритовые и диабазовые порфириты). Кроме того, наблюдаются единичные штоки габбро-диоритов.

По данным П. Н. Подкопаева (1965), Х. Р. Рахматуллаева (1964) и др., дайки образуют линейно вытянутые пояса, в пределах которых прерывисто и кулисообразно располагаются по отношению друг к другу. Поэтому возрастные взаимоотношения между ними не ясны. Возраст даек по отношению к золоторудному процессу для некоторых из них также не определен. Правда, имеются данные, свидетельствующие о дорудном возрасте кислых даек: в них наблюдается наложенная золоторудная минерализация (они секутся рудным кварцем, кварц-турмалиновыми и массивными арсенопиритовыми образованиями), которая в свою очередь сечется дайками сиенито-диоритовых порфиритов. Так косвенным путем устанавливается разновозрастность отмеченных групп даек.

Золото на месторождении Мурунтау и на золоторудных проявлениях района локализуется в простых кварцевых жилах или сложных системах прожилкового окварцевания, образующих в песчано-сланцевых породах протяженные рудные тела и зоны. Значительно реже оно

развивается в трещиноватых участках околожильно измененных вмещающих пород (кварц-альбитовый метасоматоз). Кварцевые жилы не все имеют промышленные концентрации золота. Большая их часть несет только следы золота или содержит его в количествах, не превышающих 1 *г/т*. Наряду с такими жилами четко выделяется группа совершенно пустых пострудных кварцевых жил, сложенных своеобразным сахаровидным кварцем, часто имеющим пустотки, выполненные друзами горного хрусталя. На месторождении Мурунтау такие жилы контролируют пострудные разрывы, вызывающие смещения рудных тел.

В пределах рудного поля проявления золота приурочены к нижнему ярусу, сложенному толщей переслаивающихся сланцев, метаморфизованных песчаников, алевролитов, с подчиненными горизонтами кремнисто-кварцитовых пород, доломитов, реже мраморизованных известняков. Эти породы испытали неравномерный прогрессивный метаморфизм (региональный и контактовый) с усилением его в нижних частях разреза. По степени метаморфизма породы рассматриваемой толщи в целом относятся к низкой ступени, соответствующей фации зеленых сланцев. Только в низах разреза появляются признаки перехода к средней ступени метаморфизма (амфиболитовая фация): в сланцах появляются очковые структуры с развитием крупных порфиробласт альбита, граната, амфибола и биотита.

Контактовый метаморфизм проявляется на месторождении Мурунтау, на восточном погружении Тасказганской антиклинали, в ее сводовой части. Здесь, среди рудовмещающих пород, он выражается в ороговиковании филлитовидных сланцев с развитием в них мелкочешуйчатого и порфиробластического биотита, а также в образовании пятнистых сланцев, которые, как известно, в зональном строении контактовых ореолов занимают наиболее удаленные от интрузий участки.

Контактовый метаморфизм к востоку от месторождения затухает одновременно с резким погружением антиклинали, и в краевой зоне он проявляется наиболее слабо — в виде образования «пятнистых» сланцев, у которых наблюдаются только зародыши порфиробластов биотита. К западу же от месторождения и рудного поля зона контактового метаморфизма расширяется, охватывая ядерные части Тасказганской и смежной с ней Таскоринской антиклиналей. Эти данные позволяют считать, что в ядерных частях указанных антиклиналей имеют место скрытые на глубине гранитоидные интрузии, которые и вызвали наблюдаемый на поверхности контактовый метаморфизм. Контуры проявления на поверхности контактового метаморфизма характеризуют, вероятно, наиболее близкое положение к дневной поверхности кровли этих интрузий. С ними связано, по-видимому, внедрение кислых даек, развитых в районе локально и приуроченных исключительно к зоне контактового метаморфизма. Данные геофизических исследований в районе (П. В. Храмышкин и др.) подтверждают присутствие на глубине аномальных тел — гранитоидов, но контуры их наиболее близкого положения к поверхности не везде совпадают с геологическими данными.

Иные результаты получены при изучении базального горизонта нижнего девона, представляющего основание среднего структурно-формационного яруса. В этом горизонте развиты гравелиты и конгломераты с галькой кремнистых пород, жильного кварца, филлитовых, кварц-альбито-серицитовых сланцев, метаморфизованных песчаников и алевролитов. Наибольший интерес представляет галька жильного кварца. Для изучения ее золотоносности на трех участках отобрали 51 пробу,

причем каждая представляла собой отдельную гальку кварца. Эти пробы подвергли золотоспектроскопическому и полному спектральному анализу. В трех обнаружено золото в количестве 0,5 и 0,25 *г/т*, в остальных оно или отсутствует, или имеется в ничтожных количествах (от следов до 0,05 *г/т*). В пробах, относительно обогащенных золотом, спектральными анализами установлены и повышенные содержания мышьяка — более 1%; в остальных он отсутствует или содержится в концентрациях, не превышающих сотые, редко десятые доли процента.

На основании сказанного можно сделать вывод о том, что в районе наблюдается преддевонская постмагматическая гидротермальная деятельность, с которой было связано образование кварцевых жил, в том числе и золотоносных. Далее, учитывая полное соответствие петрографического состава гальки базальных конгломератов и гравелитов нижнего девона породам нижнего яруса, можно с уверенностью сказать, что базальный горизонт формировался исключительно за счет размыва пород подстилающего яруса при небольших расстояниях переноса грубообломочного материала, о чем свидетельствует плохая окатанность гальки конгломератов и гравелитов. Отсюда можно сделать второй вывод, что какая-то часть (возможно, подавляющая) широко развитых в районе кварцевых жил, секущих песчано-сланцевые отложения ордовик-нижнесилурийского возраста, связана именно с преддевонской гидротермальной деятельностью. По времени она совпадает (или очень близка) с первой преддевонской тектонической фазой, четко проявившейся в районе и вызвавшей структурное несогласие между нижним и верхним ярусами. С этим же переломным моментом в геосинклинальном развитии района связан, по-видимому, первый этап регионального метаморфизма, доказательством чего служит наличие в базальных конгломератах нижнего девона гальки метаморфизованных пород филлитовидных и кварц-альбито-серицитовых сланцев нижнего структурного яруса. Кроме того, обломки метаморфизованных пород встречаются и выше по разрезу, в базальных слоях известняков верхнего визе, представленных конгломерато-брекчией, содержащей обломки филлитовидных сланцев и метаморфизованных песчаников, скрепленных карбонатным цементом.

Учитывая все сказанное, можно предположить проявление в преддевонское время магматизма, обусловившего гидротермальную деятельность. Однако приведенные факты не дают возможности однозначно решить такие кардинальные вопросы, как возраст скрытого на глубине гранитоидного интрузива и связанного с ним контактового метаморфизма, а также влияние его на образование месторождения Мурунтау и возраст последнего. Например, И. Х. Хамрабаев и др., сравнивая дайки диоритовых порфиритов и штоки габбро-диоритов Мурунтау с аналогичными породами Северного Тамдытау, делают вывод о генетической связи Мурунтауского месторождения с верхнепалеозойской интрузивной деятельностью. Абсолютный возраст слабо узловатых биотито-кварцевых роговиков калий-аргоновым методом (Ф. Аскаров, ИГГ АН УзССР) определен в 279—284 млн. лет.

Пользуясь тем же методом аналогий, А. А. Кустарникова (1963) отождествила группу кислых даек Мурунтау, изученных совместно с Х. Р. Рахматуллаевым, с субвулканическими отложениями, широко развитыми в Северном Тамдытау. Эти образования входят в верхнесилурийский вулканогенный комплекс, объединяющий одновозрастные, но фациально различные типы вулканогенных пород. Эффузивные и пирокластические разности его развиты только в Северном Тамдытау с наибольшей (1900 *м*) мощностью в центральной (сай Аджрыкты) и

западной частях гор. Они согласно залегают на актуаской свите (S_2^2), но разрезы их плохо сопоставимы из-за чрезвычайной фациальной изменчивости. Самые основные эффузивные породы района — диабазовые порфириты Балпантау. К сожалению, здесь не обнажается основание разреза осадочно-вулканогенной свиты, но зато это единственный участок района, где на известково-кремнистых образованиях, перекрывающих эффузивы и туфы, лежат фаунистически охарактеризованные известняки нижнего девона. В других участках контакты эффузивов и пирокластов с осадками девона и карбона только тектонические.

История вулканизма Тамдынских гор в целом представляется в следующем виде. Извержения начались в верхнем силуре на востоке района с излияния лав основного состава. Они были подводными, о чем свидетельствует перемежаемость продуктов вулканической деятельности с кремнистыми и карбонатными осадками. Состав изливавшейся магмы изменялся во времени от основного к среднему. При этом покисление продуктов вулканизма сопровождалось перемещением центров извержения с востока на запад. Так, на востоке Тамдынских гор (Балпантау) преобладают диабазы и палеобазальты, эффузивы и пирокласты среднего состава имеют резко подчиненное значение. В нескольких километрах западнее (Тамдыбулак) диабазы почти отсутствуют, а порфириты и их пирокластические аналоги широко распространены.

Маломощные (5—10 *м*) слои спилитов и андезитовых порфиритов имеются даже на западе Тамдынских гор (Тюменбай, Тескудук), но максимальное их развитие с бомбовым горизонтом и туфами отмечено в районе Тамдыбулака. Упомянутые же участки (Тюменбай, Учкудук, Тескудук) характеризуются максимальным количеством продуктов вулканизма кислого состава, среди которых преобладают пирокласты, отвечающие составу дацитов и кварцевых порфиров. Они образуют пачки (мощностью 10—40 *м*), перемежающиеся с известняками и кремнистыми породами, сланцами, реже песчаниками. Эффузивы очень редки и фиксируются в единичных случаях в виде пластов лавобрекчий (Учкудук). Главную же массу вулканогенных пород кислого состава слагают межпластовые дайки, некки и штоки, представленные гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми и сферолитовыми порфирами, альбитофирами и плагиофирами. Наиболее древними из них являются, по-видимому, сильно гнейсированные, насыщенные гранатом и эпидотом гранодиориты, имеющие форму межпластовых залежей и дайкообразных тел (Учкудук, Аджрыкты), а самыми молодыми — плагиофиры, секущие субвулканические кварцевые порфиры и альбитофиры. Они образуют широтно вытянутые маломощные (1—3 *м*) дайки с обильными вкраплениями пирита. Все эти образования ассоциируют в пространстве с ультраосновными и основными породами, нередко встречаясь в них в виде ксенолитов больших и малых размеров.

Приведенные факты свидетельствуют, во-первых, о более древнем возрасте субвулканической фации по сравнению с базитами и гипербазитами, датируемыми как ранне-среднекаменноугольные, а во-вторых, о приуроченности и тех, и других к глубинным долгоживущим разломам, служившим подводящими каналами магмы.

Следует отметить, что абсолютный возраст балпантауских диабазовых порфиритов, определенный по валовой пробе калий-аргоновым методом (Ф. Аскаров, ИГГ АН УзССР), — 363 млн. лет, а кварцевых альбитофиров бассейна Тескудуксая — 359—328 млн. лет, что по геохронологической шкале 1963 г. соответствует D_2—D_3.

Таким образом, верхняя возрастная граница упомянутого вулканогенного комплекса определяется по геологическим данным — нижним девоном, по отношению к другим магматическим образованиям — нижним—средним карбоном, по абсолютному возрасту—средним—верх-

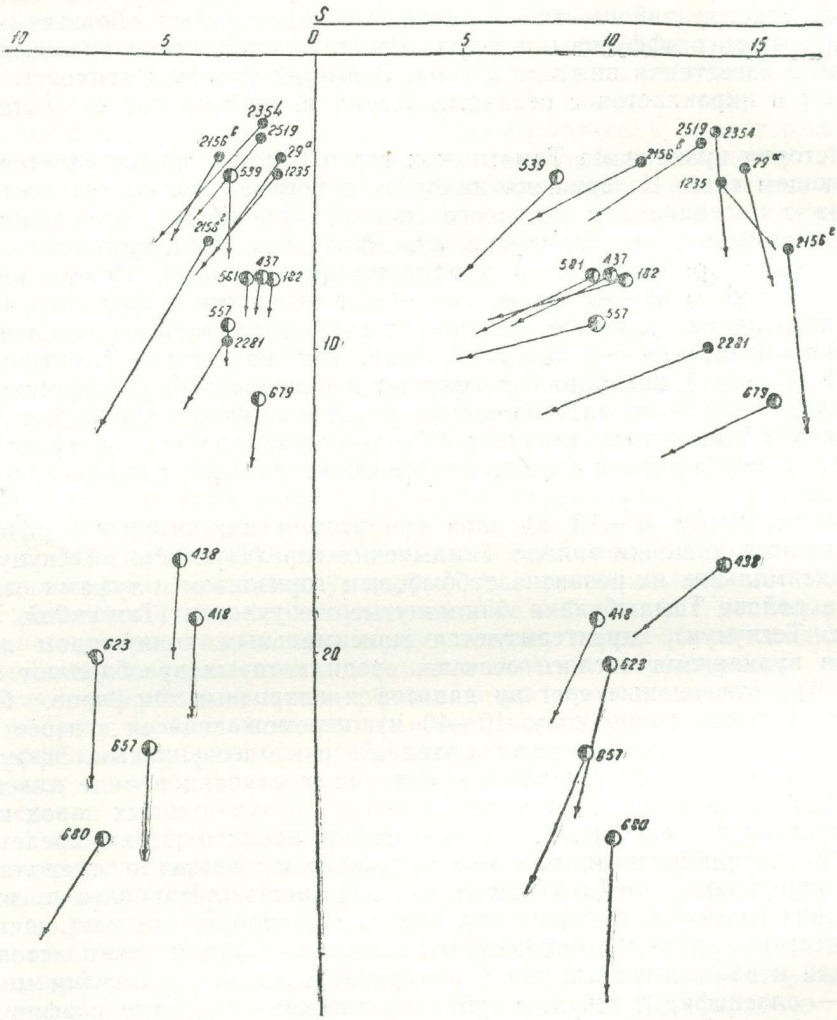


Рис. 98. Петрохимические особенности пород вулканогенного комплекса Тамдытау и кислых даек Мурунтау.

Химические анализы: *1*—вулканогенных пород Тамдытау (наполовину затушеванный кружок); *2*—кислых даек Мурунтау („Петрография Узбекистана", книга 2).

ним девоном. Не совпадая, они тем не менее свидетельствуют о наиболее древнем возрасте вулканогенного комплекса по сравнению с другими магматическими породами Северного Тамдытау. Одинаковый предел колебаний в содержании щелочных алюмосиликатов, повышенная глиноземистость и преобладание натрия над калием во всех фациальных разностях определяют петрохимическое лицо вулканогенного комплекса.

Спектральным анализом пород разных фаций вулканогенного комплекса установлено постоянное присутствие в них одних и тех же элементов в почти не меняющихся количествах. Наряду с этим имеются элементы, содержание которых изменяется в зависимости от основности породы. Установлено, что в кислых разностях Nb_2O_5, как правило, отсутствует или имеется в количествах ниже кларковых; в спилитах Nb_2O_5 присутствует в пределах кларка или несколько выше. А спилиты и диабазовые порфириты Тамдыбулака и Балпантау содержат наибольшее его количество (в пять раз больше кларкового).

Результаты спектрохимического анализа пород на золото, наоборот, показали полное отсутствие его в вулканогенных породах основного и среднего состава. В кварцевых порфирах и альбитофирах золота содержится 0,005 *г/т*, а в плагиофирах — 0,03. Эти данные свидетельствуют об увеличении содержания золота в наиболее кислых и молодых разностях вулканогенных пород, где оно, по-видимому, ассоциирует с пиритом, имеющим аналогичную с ним тенденцию накапливаться в кислых субвулканических разностях.

Кислые дайки Мурунтау П. Н. Подкопаев связывает, как уже отмечено, со скрытыми на глубине гранитоидными интрузиями, а А. А. Кустарникова и Х. Р. Рахматуллаев (1967) считают, что по своим структурным особенностям и минералогическому составу некоторые из них тождественны породам субвулканической фации, развитым в Северном Тамдытау. Близки они и по химизму (рис. 98), хотя первые отличаются почти одинаковым содержанием окислов натрия и калия ($n=60$), а в Тамдытау натрий резко преобладает над калием ($n=90$). Это становится понятным, если учесть интенсивно развитые в Мурунтау процессы биотитизации и серицитизации, повышающие содержание калия в породах.

Спектрохимическим анализом в кислых дайках Мурунтау выявлено золото — 0,01; 0,03; 0,04 *г/т*. Это количество соответствует содержанию его в плагиофирах Тамдытау, превышая почти в 10 раз среднее содержание в близких по составу породах (Щербаков, Пережогин, 1964).

Таким образом, по мнению А. А. Кустарниковой, устанавливается идентичность описанных пород Тамдытау и Мурунтау и проявление верхнесилурийского вулканизма на площади последнего, где на современном эрозионном срезе мы имеем дело с субвулканической фацией вулканогенного комплекса; отсюда она предполагает, что на глубинах в 1,5—2 *км* можно обнаружить гипабиссальную и даже мезоабиссальную фации этого комплекса. Установив также широкие границы (вулканогенные образования обнаружены буровыми скважинами на востоке и западе Тамдынских гор под покровом мезо-кайнозоя) и значительные масштабы верхнесилурийского вулканизма, нельзя отрицать возможность проявления поствулканической гидротермальной деятельности.

Располагая неопровержимыми фактами о наличии золоторудной минерализации донижнедевонского возраста, с одной стороны, и мощного верхнесилурийского вулканизма, продукты заключительных импульсов которого имеют повышенные содержания золота, с другой, логично поставить вопрос об изучении палеовулканизма Тамдынских гор с точки зрения его потенциальной золотоносности вообще и на месторождении Мурунтау, в частности. Это потребует специальных дополнительных исследований, но они, несомненно, окупятся перспективами, которые несут в себе районы развития палеовулканизма. Это прежде всего относится к Султан-Уиздагу, где в протолочке субвулканичес-

ких плагиогранитов Каратау обнаружены знаки золота, Зирабулак-Зиаэтдинским горам и Каратюбе.

При выявлении масштаба поствулканической золоторудной минерализации в Западном Узбекистане расширятся перспективы этого региона на обнаружение как коренных, так и палеороссыпных месторождений золота. Кроме того, возникнет необходимость выяснить роль позднекаледонского золота в последующих рудогенных процессах, связанных с широко развитым позднепалеозойским комплексом гранитоидов.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

УДК 553.3/8+553.41+553.061.12

В качестве основных факторов размещения эндогенных золоторудных формаций приняты магматический и структурно-литологический. Первый имеет для определенных возрастных групп и семейств золоторудных образований не только рудолокализующее, но и рудогенерирующее значение; второй является не только локализующим, но в известных случаях может быть источником золотого оруденения.

Рассмотрим роль перечисленных факторов в возникновении и размещении эндогенных рудных формаций золота.

Роль магматизма в возникновении и распределении золоторудных формаций. Как отмечено выше, магматизм мы считаем фактором, обеспечивающим не только размещение, но и возникновение эндогенных золоторудных образований. В связи с этим мы рассматриваем два вопроса: генетическую связь золоторудной минерализации с отдельными магматическими комплексами Узбекистана и общие закономерности распределения золоторудных образований в зависимости от возрастных, минералого-геохимических и фациальных особенностей магматических комплексов отдельных регионов Узбекистана.

Вопросом генетической связи оруденения с интрузиями в Средней Азии в общем плане занимался Х. М. Абдуллаев (1954). Позже в этот вопрос известный вклад внесли И. Х. Хамрабаев (1958), И. А. Айзенштат (1960), Т. М. Воронич (1963), Х. Р. Рахматуллаев (1961) и др.

Работами этих исследователей установлено, что основная масса изучавшихся до сих пор золоторудных проявлений Узбекистана связана с герцинским магматизмом. При этом для золоторудных проявлений Чаткало-Кураминского региона связь их с конкретными этапами герцинского магматизма была не ясна: одни считали золотое оруденение многовозрастным, другие относили его к концу пермо-триасового магматизма.

В Западном Узбекистане приуроченность проявлений золотого оруденения в основном к верхнекарбоновому комплексу гранитоидов в целом не вызывала сомнений. Предполагалось формирование месторождений в связи с несколькими фазами интрузий: со II (гранодиоритовой), III (гранитовой) и отчасти IV (аляскитовой). Однако это положение было недостаточно обосновано геологическими данными и вызывало споры. Результаты специальных петролого-металлогенических исследований (А. А. Кустарникова, О. Кушмурадов, Х. Рахматуллаев, И. Х. Хамрабаев и др.) и детальных поисково-съемочных и разведочных работ, выполненных в последние годы (П. Н. Подкопаев, Л. З. Па-

лей, А. Т. Бендик и др.), во-первых, подтверждают и уточняют вышеизложенные положения, а, во-вторых, приводят к предположению о золотоносности более древних комплексов магматизма (силур-девонского вулкано-плутонического в Западном Узбекистане). Подобные же исследования, проведенные в Кураминском хребте Д. Т. Ханом, В. В. Мартыновым и др., дают основание говорить о золоторудной продуктивности в этом регионе среднекарбонового магматизма (наряду с пермским и пермо-триасовым).

Предположение о потенциальной золотоносности силур-девонского магматизма в Западном Узбекистане возникло в процессе изучения вулканогенных образований в Центральных Кызылкумах (Тамдытау) в 1961 г. Оно основывалось на пространственной приуроченности части проявлений золотого оруденения к вулканогенным породам, а также концентрации золота в количествах, значительно превышающих кларковые в субвулканических образованиях, венчающих (S_2—D_1) вулканизм. Кроме того, было установлено тождество субвулканических плагиофиров Северного Тамдытау с широко развитыми аналогичными дайками, встреченными в Мурунтауском поле. С нахождением же (П. Н. Подкопаевым в 1962—1964 гг.) золотоносной кварцевой гальки в нижнедевонских конгломератах доказано наличие в этом районе древнего золотого оруденения. В свете этих фактов вопрос о каледонской золоторудной формации, приобрел определенный практический смысл.

В Кураминском регионе золоторудная минерализация среднекарбонового возраста установлена в бассейне Гушсая. Здесь в базальном горизонте надакской (C_2) вулканогенной свиты Д. Т. Ханом обнаружены и изучены гальки и обломки вторичных кварцитов (по эффузивам) и халцедоноподобный кварц, содержащие от 0,08 до 0,4 *г/т* золота. Он же наблюдал случаи перекрытия золотоносных кварцевых жил базальным туфогенным горизонтом надакской свиты (C_2). В гальках и обломках микрокварцитов из бомбового горизонта туфов кварцевых порфиров оясайской свиты на площади рудопроявления Тезкуль обнаружено золото. Далее в обломках вторичных кварцитов (по эффузивам) и микрокварцитов (по фельзитам), отобранных из брекчированных пород трубчатых тел взрыва (эффузивная брекчия), которые прорывают золотоносные кварцевые жилы и вторичные кварциты рудопроявления Учкыз, залегающие в эффузивах акчинской свиты, также найдено золото. Повышенное содержание его характерно для микрокварцитов.

Вынос части золотоносных обломков из глубинных горизонтов акчинской свиты не вызывает сомнения. Вместе с тем сходство текстурных признаков вынесенных кварцевых обломков, характера их оруденения и комплекса химических примесей с наблюдаемыми в перекрытых жилах и рудных телах Учкызского рудопроявления свидетельствует о достаточно широком распространении золоторудных формаций среднего карбона. Это в равной мере относится как к обнаженным, так и возможным перекрытым зонам минерализации.

На основании сказанного мы можем признать наличие золотого оруденения среднекарбонового возраста и пересмотреть перспективы районов распространения среднекарбонового магматизма, особенно его субвулканической и гипабиссальной фации, на этот металл.

Изучение особенностей геохимии и фациальных условий становления магматических образований и их отношения к нахождению и распределению золоторудной минерализации еще только начато. Тем не менее на основе далеко не полного материала можно сделать вы-

вод о золоторудной продуктивности некоторых магматических комплексов, несущих явные черты геохимической специализации золотом.

Исходя из геохимических и кристаллохимических особенностей золота (относительная рассеянность, сидерофильность, нахождение преимущественно в самородном состоянии и др.), Л. Х. Аренс и И. Х. Крокет (1952) предполагали отсутствие закономерных изменений его распределения в различных типах пород. Ю. Г. Щербаков (1965), наоборот, на основании многочисленных активационных определений золота в породах приводит следующие данные в пользу такой закономерности. Им установлено: в гипербазитах — 0,0112 *г/т* золота, в базитах— 0,0047, в гранитах—0,0020, в глинистых сланцах — 0,0025, в аркозах и карбонатах—0,0022 *г/т*. Эта закономерность заключается в максимальной концентрации золота в породах и метеоритах, богатых железом, а внутри отдельных семейств магматических формаций — в большей обогащенности им пород эффузивной фации, чем интрузивной. Часть этих закономерностей подтверждается и в Узбекистане на примере наших, пока немногочисленных, данных.

Содержание золота определяли золотоспектральным методом в лаборатории геофизического треста Министерства геологии УзССР и методом нейтронной активации в лаборатории активационного анализа Института ядерной физики АН Узбекской ССР (Е. М. Лобанов и др.). Пока что определяли главным образом валовое содержание золота в породах; распределение его по отдельным минералам еще почти не изучено, а достоверность имеющихся единичных определений золота в биотитах и полевых шпатах вызывает сомнение.

Всего по породам сделано около 70 спектрохимических определений золота. Усредненные их данные приведены в табл. 58.

Диапазон содержания золота в различных породах и пробах из одного типа породы значителен и местами колеблется в 9—15-кратных пределах, достигая в отдельных пробах 0,012 *г/т*, что в 10 раз превышает кларки. Поэтому к приведенным данным следует относиться критически и делать из них весьма осторожные выводы. Цифры в табл. 58 свидетельствуют о том, что золотом богаче более меланократовые разности интрузивных пород — габбродиориты и диориты I фазы и лампрофиры, связанные с III фазой интрузии в Нуратау. Содержание в них золота превышает кларки его в кислых магматических породах (0,005 *г/т*) в 5—10 раз, а в гранитоидах — ненамного.

В интрузивных породах Чаткальской подзоны, по данным активационного анализа (В. В. Козырев и др.), золото присутствует в количестве от 0,00066 до 0,0045 *г/т*. Минимум приходится на гранодиориты Чаткальского плутона, а максимум — на монцониты Текешского массива.

Подобную закономерность, т. е. большую обогащенность более меланократовых пород на Алтае, Ю. Г. Щербаков объяснил гибридизмом интрузивных пород ранних фаз вмещающими осадочными породами, обогащенными золотом. Аналогичного мнения придерживаются и зарубежные исследователи (Guimaraes, 1947; Sullivan, 1948). По видимому, это наблюдается и в Узбекистане. Ассимиляцию гранитоидными интрузиями песчано-сланцевых пород в Западном Узбекистане, и особенно в Нуратау, после работ Х. М. Абдуллаева (1949), И. М. Исамухамедова (1955) и др. можно считать достаточно доказанной. Поэтому вполне возможно, что при ассимиляции магмой вмещающих пород в нее переходит и рассеянное в сланцах золото. При минимальных содержаниях золота (0,012 *г/т*) в ордовик-силурийских сланцах каждый кубический километр этой породы содержит 26 *т* золота. Этого количества достаточно для обусловливания отмеченной закономерности.

Таблица 58

Содержание золота в породах некоторых регионов Узбекистана по данным пробирно-спектрального (спектро-химического) анализа[1]

Породы	Количество проб	Содержание золота в породе, г/т			Автор коллекции
		от	до	среднее	
Северный Нуратау, Устукский и Темиркабукский интрузивы					
Диориты, габбро-диориты (I фаза C_3—P_1 магмат. комплекса)	11	0,005	0,40	0,05	О. Кушмурадов
Биотитовые граниты (Пф)	7	0,005	0,02	0,007	»
Лейкократовые граниты (III фаза)	3	0,005	0,01	0,007	»
Лампрофиры (связанные с III фазой интрузии)	4	0 005	0,07	0,026	»
Песчанистые, слюдистые сланцы	14	0,005	0,04	0,013	»
Пикритовые порфириты C_1—C_2 комплекса	1			0,02	И. Е. Гамалеев
Центральные Кызылкумы					
Диабазовые порфириты (Балпантау)	2	0,000	0,000	0,000	А. А. Кустарникова
Андезитовые порфириты, альбитофиры и плагиограниты (Тамдытау)	5	0,005	0,005	0,005	»
Плагиограниты (Тамдытау)	3	0,030	0,030	0,030	»
Плагиофир (Мурунтау)	2	0,010	0,040	0,025	Х. Рахматуллаев
Кв. диорит-порфирит, несколько измененный (Мурунтау)	1			1	»
Габбро (Ауминзатау)	1		0,027	0,027	»
Плагиогранит (Султан-Уиздаг)	1	0,005		0,005	А. А. Кустарникова
Альбитит (Султан-Уиздаг)	1	0,005		0,005	А. Ф. Свириденко
Тальково-карбонатная порода	1	0,005		0,005	»
Плагиоаплит	1	0,005		0,005	А. А. Кустарникова
Порфирит	1	0,01		0,01	»
Юго-западный Чаткал					
Кварцевый порфир	1	0,005		0,005	К. Урунбаев
Юго-западные отроги Гиссарского хребта					
Андезитовый порфирит Чакчарских гор				0,01	Ю. В. Михайлова
Кварцевый порфир Чакчарских гор				0,011	»
Туф кварцевого порфира Яккабагских гор				0,005	»
Кварцевый порфир интрузивный (Харкуш)				0,005	»
Сланцы Яккабагских гор				0,016	»
Гнейсы Чакчарских гор				0,028	»
Южная Фергана					
Эффузивная порода, порфирит (Киргизата)	1			0,005	Ш. Муминов
Лиственит (Киргизата)	1			0,010	»
Хромитовая руда (Киргизата)	2	0,028	0,050	0,039	»
Пикритовый порфирит (Араван)	2	0,030	0,064	0,047	»
Серпентинит (Араван)	1			0,005	»
Лиственит (Абшир)	5	0,080	0,010	0,040	»
Плагиогранит (Абшир)	1			0,440	»

[1] Аналитик А. А. Лунин.

Вместе с тем присутствие золота в количестве больше кларка в неконтаминированных разностях интрузивных пород указывает, по-видимому, на глубинную специализацию золотом этой магмы. О. Кушмурадов установил, что неконтаминированные и неизмененные разности гранитоидов Устукского массива (Северный Нуратау) содержат в основном 0,007 *г/т* золота. В гранитоидах же, подвергшихся постмагматическому изменению (мусковитизации, альбитизации), золота — 0,01 *г/т*. Следовательно, в результате постмагматической проработки в 1 $км^3$ интрузивной породы, изначально обогащенной золотом, привносилось дополнительно от 5 до 7,5 *т* золота. Этого количества, по мнению О. Кушмурадова, достаточно для образования рудопроявлений золота (Устук, Давлятходжа, Узунсакал и др.), размещенных в эндоконтактовом ореоле интрузива.

Анализом минеральных фаз интрузивных пород установлено, что в гранитоидах Северного Нуратау (по данным О. Кушмурадова) главными концентраторами золота являются полевые шпаты и биотит. В первых его содержание колеблется от 0,005 до 0,03 *г/т*, а в биотите — от 0,005 до 0,01 *г/т*. Главный концентратор золота в интрузивных породах Чаткальской подзоны — акцессорный магнетит, содержащий золота от 0,0036 (Текешский массив) до 0,0057 *г/т* (гранодиорит Чаткальского плутона). В биотитах тех же пород золота в 3—4 раза меньше (от 0,0009 до 0,00136 *г/т*), но ввиду того, что магнетита в породах не более 1—3%, а биотита—10—15%, основной носитель золота — биотит. Следует отметить, что баланса между валовым содержанием золота в породах и минералах не получается (в последних — в 20—30 раз меньше).

По поводу формы нахождения золота в породообразующих минералах существует две точки зрения. Ю. Г. Щербаков и Г. А. Пережогин (1964) устанавливают корреляционную связь золота с железом, медью, магнием и ванадием, допуская химическую связь его с силикатами островных и цепочечных структур, в которых золото замещает железо. В. С. Коптев-Дворников и др. говорят о металлической форме его вхождения в породообразующие минералы. По-видимому, в Узбекистане найдут подтверждение обе точки зрения.

Фактических данных по содержанию золота в вулканогенных породах Узбекистана еще очень мало, и они нередко носят разноречивый характер. Так, по мнению Ю. В. Михайловой (1966), содержание золота в вулканогенных породах юго-западных отрогов Гиссара, независимо от их состава, уменьшается от более древних к более молодым. В Тамдытау, по А. А. Кустарниковой, наоборот, в более древних диабазовых порфиритах золота нет. В субвулканических альбитофирах и плагиогранитах оно содержится в пределах кларка, а в наиболее молодых плагиофирах превышает кларк в 10 раз. Отсюда совершенно очевидна необходимость дальнейшего изучения геохимии золота в вулканогенных породах и его минеральных фазах.

Однако несмотря на разногласия, по нашему мнению, можно утверждать, что:

интрузивные формации верхнекарбонового и нижнепермского возраста на Чаткале и в Западном Узбекистане в целом характеризуются повышенными кларками золота;

максимальные кларки золота приурочены к более меланократовым породам (монцонитам, габбро-диоритам, диоритам) небольших интрузивных массивов; в них по сравнению с породами гранодиоритовой и гранитной формации золота в 5—7 раз больше;

повышенным фонам золота в интрузивах соответствует наличие

золоторудной минерализации в этих регионах, причем наиболее заметные золоторудные проявления тяготеют к небольшим штоковидным интрузивам, сложенным часто породами повышенной основности, а также гидротермально измененным участкам больших интрузивов.

Таким образом, мы констатируем важное значение фациальных особенностей становления и морфологии магматических тел в формировании и размещении эндогенных золоторудных образований.

Из сравнительного анализа локализации во времени и пространстве золоторудных формаций Узбекистана, Казахстана, северо-востока СССР и других регионов можно сделать следующие выводы.

1. Большинство золоторудных формаций связано пространственно с интрузивными породами среднего состава и повышенной основности, несущими черты гипабиссальной и субвулканической фации, поэтому в основу классификации и описания золоторудных формаций в настоящей монографии положен фациальный принцип.

В Западном Узбекистане большинство золоторудных точек размещается в ореолах гранитоидных интрузивов на расстоянии до 1—3 *км* от них. Это преимущественно мелкие тела высокотемпературной золото-арсенопиритовой формации. Меньшая часть точек располагается на расстоянии от 3—5 до 12—15 *км* от крупных выходов гранитоидов и ассоциирует с мелкими штоками (до 1 *км* в поперечнике), а также дайками кварцевых диоритов, диорит-порфиритов и лампрофиров. Сюда относится большинство рудных полей, представленных кварц-золото-арсенопиритовой, кварц-золото-пиритовой и другими формациями (Мурунтау, Кокпатас, Ухум, Тамдыбулак, Каракутан и др.). Эти образования Западного Узбекистана по облику ассоциирующих с ними магматических тел занимают определенное фациальное положение и могут быть отнесены к гипабиссальным.

В Кураминской подзоне в пределах развития верхнепалеозойских вулкано-плутонических формаций (уя-минбулакская и акчинская свиты) оруденение размещается иногда в интравулканических структурах (Кочбулак), пространственно тесно связано со среднекарбоновыми субвулканическими телами, перекрывается более юными вулкано-плутоническими образованиями (надакская и шурабсайская свиты). Кроме того, имеются данные о среднекарбоновом возрасте рудопроявлений золоторудных формаций Северного блока Алмалыкского рудного поля (Балыкты и Актурпак), образовавшихся в диапазоне переходных глубин.

2. Локализация некоторых золоторудных формаций обусловлена морфологией интрузивных массивов — областями их пологих погружений и местами сгущения апофиз и даек, если сами массивы не вскрыты или находятся в некотором удалении. Этим объясняется исключительная приуроченность к ним золоторудной минерализации в пределах Северо-Нуратинского золоторудного пояса (по И. Х. Хамрабаеву, 1958) или во фланговых частях Зирабулак-Каратюбинского редкометального пояса (Таррор, Каракутан и др.). В этих местах гранитоидные интрузивы представлены телами гипабиссальных фаций.

В Чаткало-Кураминском регионе золоторудные узлы располагаются в местах проявления малых интрузий субвулканической и гипабиссальной фаций (долина р. Ахангаран, южные склоны Чаткала, Чадакское рудное поле).

На фоне изложенных обстоятельств вырисовываются перспективы золотоносности Приташкентского района в области развития среднекарбоновых эффузивов и субвулканических интрузий этого же возраста, а в пределах Юго-Западного Гиссара и гор Султан-Уиздага, воз-

можно, перспективны участки распространения субвулканических тел сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров, даек альбитофиров D_1 возраста и др.

Таким образом, петрологические факторы, которые сами по себе хотя и не указывают на участки концентрации золота, однако способствуют выявлению районов, в которых магматические комплексы и формации могут быть потенциально золотоносны. Критериями золотоносности являются: для вулканогенных формаций — наличие дифференциации магмы в очаге, обусловливающей изменение состава изверженных пород от основного до кислого и преобладание натрия над калием у всех представителей дифференцированного ряда базальтоидов; для интрузивных формаций — наличие ассимиляции гранитоидными интрузиями вмещающих пород с повышенными или даже нормальными кларками золота. Важное значение имеют особенности морфологии контактовой поверхности интрузивных тел. Особо благоприятными оказываются области пологих погружений интрузивов с углом меньше 40—45°, а также участки их узких окончаний. Для крупных проявлений семейства { Кв-(Sb, Ag)-As-Au } формаций гипабиссальных фаций особенно благоприятны надынтрузивные (апикальные) части невскрытых интрузий, сопровождаемых штоками и серией даек-апофиз пестрого состава с преобладанием гранодиорит-порфиров. диорит-порфиритов, микродиоритов и лампрофиров.

Из геохимических критериев следует указать на повышенный фон золота в магматическом комплексе или в какой-либо его формации и наличие повышенных кларков парагенетических элементов. Для золота это прежде всего железо, медь, цинк и мышьяк.

Роль структурно-литологических факторов в распределении золоторудных формаций. Эти факторы имеют свою специфику в районах развития гипабиссальных семейств золоторудных формаций (Западный Узбекистан), а также в регионах широкого распространения вулкано-плутонических образований и связанных с ними проявлений семейств субвулканических и переходных золоторудных формаций (Кураминские горы и прилегающие участки Чаткальских гор). В связи с отмеченной спецификой оба региона развития золоторудных месторождений рассматриваются отдельно.

В Западном Узбекистане названные факторы по своему значению — региональные и делятся на I и II порядки. Первые определяют геологические позиции и границы рудных поясов и районов, вторые— рудных узлов и полей.

К региональным факторам I порядка относятся структуры I порядка (региональные разломы, антиклинории и синклинории), структурные ярусы и размещенные в них описанные выше интрузивные комплексы. Для выяснения рудоконтролирующей роли этих факторов Л. З. Палеем в 1964 г. составлялись специальные схемы, позволившие установить приуроченность месторождений к определенным их частям и типам.

В антиклинориях размещаются (рис. 99) преимущественно месторождения и рудопроявления золота, а в синклинориях — свинца, цинка, сурьмы и ртути. И. Х. Хамрабаев (1958) объясняет это расположением в антиклинориях крупных батолитов гранитоидной интрузивной формации и, наоборот, незначительным развитием их в синклинориях.

Региональный глубинный Северо-Нуратинский разлом имеет важное рудоконтролирующее значение, так как по нему проходит граница между Северо-Нуратинским антиклинорием с преимущественным

развитием золоторудных месторождений и Кызылкумским синклинорием со свинцово-цинковыми месторождениями.

Во всех районах Западного Узбекистана золотое оруденение приурочено главным образом к нижнему структурному ярусу, включающему отложения кембрия и ордовика (Кансай, Каракутан, Давлятходжа и др.), или к нижнему подъярусу среднего яруса, представленному песчано-сланцевыми толщами нижнего силура (Мурунтау, Алтынказган и др.). Одно месторождение (Кокпатас) залегает в среднекарбоновых (верхний подъярус среднего яруса) песчаниках и сланцах. Существует мнение о кембрийско-ордовикском возрасте Кокпатасской свиты. Положение золотого оруденения в схеме геологического развития различных районов Западного Узбекистана показано на рис. 100.

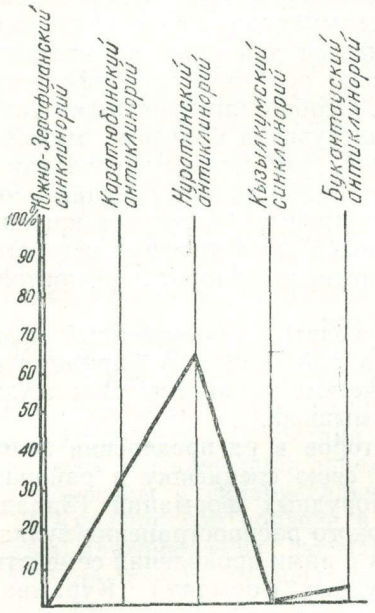


Рис. 99. Размещение эндогенных месторождений и рудопроявлений золота в складчатых структурах I порядка Западного Узбекистана.

Повсеместно прослеживающиеся стратиграфические и угловые несогласия между всеми ярусами и подъярусами играют роль региональных рудоконтролирующих структур, так как вблизи них сосредоточены все месторождения и максимальные концентрации золота, убывающие по мере удаления рудопроявлений от линий несогласий.

Региональные факторы II порядка, как и предыдущие, повторяются в разных районах, знаменуя своим присутствием наличие золотого оруденения. Все месторождения и проявления сгруппированы вблизи конкретных структур II порядка (пликативных и дизъюнктивных). В связи с этим можно наметить геологические позиции некоторых рудных полей и рассмотреть на их примерах роль стуктурных факторов.

Мурунтауское рудное поле размещается в широтно ориентированном участке антикилинали, имеющей общее северо-западное простирание. Ось складки волнообразно изгибается в продольном профиле и погружается в восточном и западном направлениях. Структура разорвана широтными и северо-восточными разломами, в сопряжениях которых располагается золотое оруденение.

Кансайское рудное поле находится вблизи поперечного перегиба Нуратинского антиклинория и погружения его оси в запад-северо-западном направлении. Месторождение локализуется в южном крыле складки, в разломе субширотного простирания, контролирующем размещение лампрофировых даек и золотоносных кварцевых жил.

Кошрабадское рудное поле приурочено, во-первых, к поперечному перегибу широтной одноименной антиклинали, в ядре которой находится одноименный гранодиоритовый интрузив, и, во-вторых, к структуре секущего широтного интрузивного контакта. Рудопроявления локализуются в пологом крыле кровли интрузива (Чармитан)

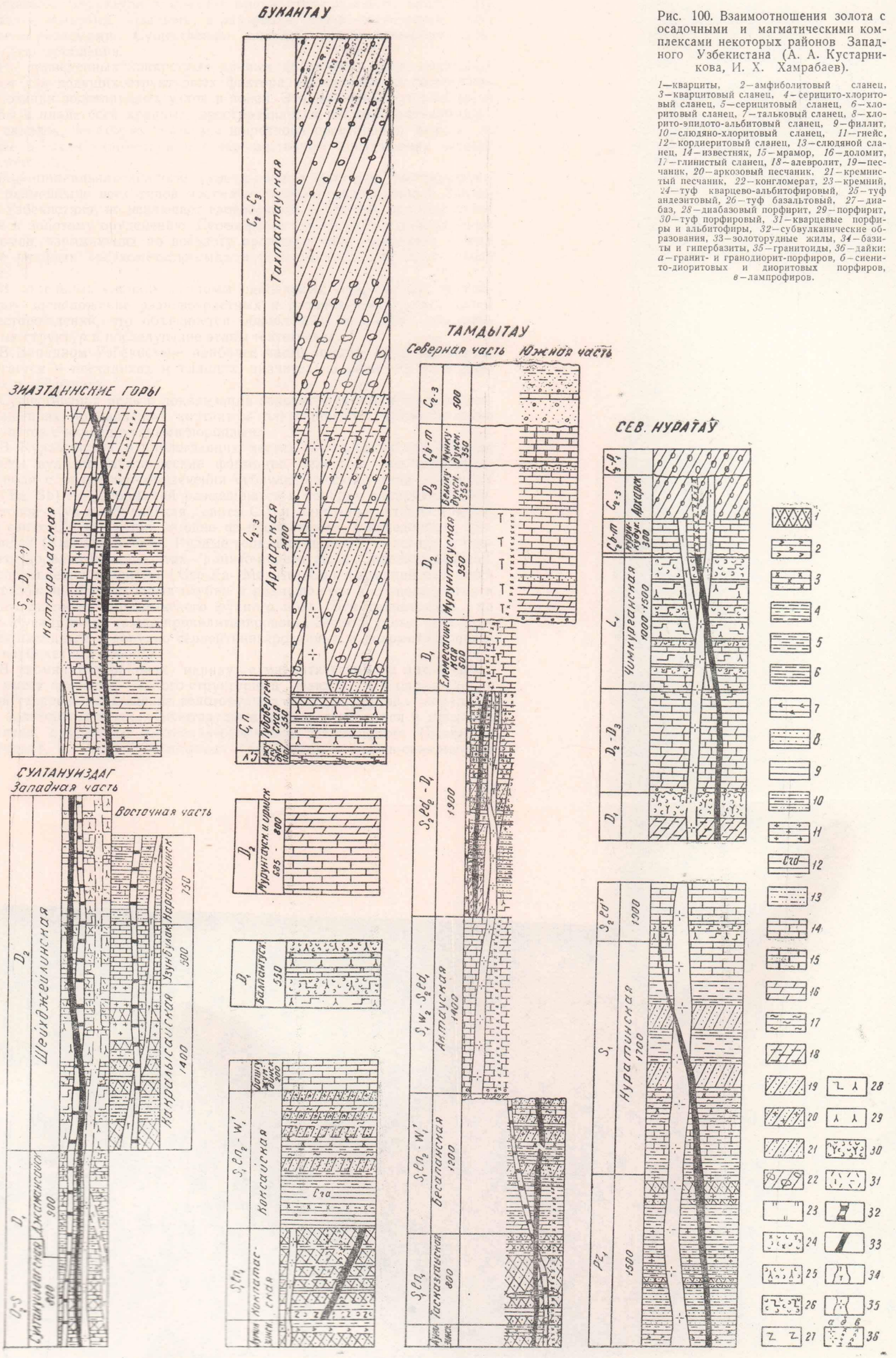


Рис. 100. Взаимоотношения золота с осадочными и магматическими комплексами некоторых районов Западного Узбекистана (А. А. Кустарникова, И. Х. Хамрабаев).

1—кварциты, *2*—амфиболитовый сланец, *3*—кварцитовый сланец, *4*—серицито-хлоритовый сланец, *5*—серицитовый сланец, *6*—хлоритовый сланец, *7*—тальковый сланец, *8*—хлорито-эпидото-альбитовый сланец, *9*—филлит, *10*—слюдяно-хлоритовый сланец, *11*—гнейс, *12*—кордиеритовый сланец, *13*—слюдяной сланец, *14*—известняк, *15*—мрамор, *16*—доломит, *17*—глинистый сланец, *18*—алевролит, *19*—песчаник, *20*—аркозовый песчаник, *21*—кремнистый песчаник, *22*—конгломерат, *23*—кремний, *24*—туф кварцево-альбитофировый, *25*—туф андезитовый, *26*—туф базальтовый, *27*—диабаз, *28*—диабазовый порфирит, *29*—порфирит, *30*—туф порфировый, *31*—кварцевые порфиры и альбитофиры, *32*—субвулканические образования, *33*—золоторудные жилы, *34*—базиты и гипербазиты, *35*—гранитоиды, *36*—дайки: *а*—гранит- и гранодиорит-порфиров, *б*—сиенито-диоритовых и диоритовых порфиров, *в*—лампрофиров.

и в эндоконтактовой зоне, в нижнесилурийских сланцах (Караулхана, Карасай).

Алтынказганское рудное поле находится в месте пересечения волнообразно изгибающейся в плане широтно ориентированной оси антиклинали II порядка продольным широтным разломом.

Кокпатасское рудное поле образовалось в перегибе антиклинальной структуры II порядка с северо-западного направления на широтное. Структура осложнена брахиантиклинальной складкой III порядка с пологими крыльями и разорвана северо-восточными и широтными разломами. Существенно развиты также межформационные зоны дробления.

Из приведенных конкретных данных достаточно четко вырисовываются два ведущих структурных фактора, определяющих геологические позиции золоторудных узлов и полей. Это, во-первых, ундуляции и изгибы в плане осей крупных, простирающихся широтно антиклинальных складок, во-вторых, разломы широтного простирания длиной в первые десятки километров и северо-восточного простирания длиной в километры.

Принципиальная аналогия перечисленных факторов, контролирующих размещение всех типов постмагматических рудных полей Западного Узбекистана, не исключает своеобразия тех из них, которые относятся к золотому оруденению. Своеобразие это состоит в направлении разломов, занимающих по возрасту промежуточное положение между более ранними «редкометальными» и всеми остальными более поздними.

В отдельных случаях разломы одинаковых направлений контролируют расположение разновозрастных и разнотипных рудных полей и месторождений, что объясняется обновлением некоторых дизъюнктивных структур в последующие этапы тектогенеза.

В Западном Узбекистане наиболее часто золотое оруденение располагается в песчаниках и сланцах, значительно реже — в гранодиоритах и эффузивах.

Существенная роль в локализации золотых руд почти на всех месторождениях принадлежит контактам благоприятных литологических горизонтов с экранирующими породами.

В Кураминских и прилегающих частях Чаткальских гор широко развиты вулкано-плутонические формации палеозоя. Все золоторудные поля с развитием оруденения субвулканического типа семейства {Кв-(Te, Sb)-Au} формаций размещаются в породах липарит-андезит-дацитовой (уя-минбулакская свита C_1) и дацит-андезитовой (акчинская свита C_2) формаций, а одно из проявлений — в каледонских гранитоидах (Кызылалмасай). Рудные тела, как правило, залегают в пропилитизированных андезитах, дацито-андезитах и андезито-дацитах. Рудопроявления семейства {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu} формаций относятся к образованиям переходных глубин и размещаются в гранодиоритах и сиенито-диоритах Алмалыкского рудного поля. Эти гранитоиды, по Р. А. Мусину и др., также пропилитизированы. Золоторудные тела Бургунды находятся в дорудно серпентинизированных и доломитизированных карбонатных породах.

В упомянутых районах наряду с магматическим и литологическим имеет значение геолого-структурный фактор. Он определяет, с одной стороны, размещение золоторудных полей, с другой — локализацию золоторудных жил. Золоторудные поля размещаются в пределах поднятий, сложенных верхнепалеозойскими гранитоидами (Балыкты, Актурпак), в мульдах проседания (Кочбулак) и грабен-синклиналях

(Қызылалма, Акчасай), выполненных вулканитами среднего карбона, а также на окраинах мульд проседания (Гузаксай, Пирмираб). В перечисленных структурах пространственно оруденение тесно связано с субвулканическими телами, за исключением Балыкты и Актурпака. Эта особенность позволяет еще раз подчеркнуть возможную генетическую связь золоторудного оруденения региона со среднекарбоновым и пермо-триасовым плутоно-вулканическими комплексами, что, в свою очередь, дает более целенаправленную ориентировку дальнейшим поисковым работам на золото.

В структурном отношении оруденение располагается в зонах длительно живущих разломов, ограничивающих депрессионные структуры и поднятия и контролирующих размещение субвулканических тел, а также вдоль более мелких разломов и трещин, внутри депрессий и поднятий, являющихся оперяющими по отношению к предыдущим или образующих независимые от них зоны повышенной трещиноватости и дробления. Оруденение размещается также в зонах досреднекарбоновых крупных разломов, перекрытых вулканитами акчинской свиты и обновленных в период среднекарбоновой вулканической деятельности (Қызылалма). Простирание зон нарушений — северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное.

Размещение рудных тел в гранитоидных интрузиях, эффузивных и субвулканических породах среднего и кислого состава в пределах развития названных структур, т. е. в породах, характеризующихся изотропными физическими свойствами, в которых легко возникают зоны повышенной трещиноватости и дробления, обусловило морфологию рудных тел. Они локализуются в виде простых и сложных жил и линз, оруденелых зон окварцевания, рудных столбов и гнезд, сформированных в пересечениях и приоткрытых гранях плоскостей разломов.

Таковы основные рудоконтролирующие факторы, определяющие размещение проявлений семейств { Кв-(Te, Sb)-Ag, Au } и {Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu} формаций.

Исходя из изложенного, в заключительной части монографии даются практические рекомендации. Очевидно, что степень достоверности рекомендаций находится в прямой зависимости от категории и общего количества критериев, обусловливающих ту или иную рекомендацию. Кроме того, ясно, что максимальный эффект ожидает именно те рекомендации, которые касаются участков, попадающих в такие ранее известные и уже апробированные металлогенические (золоторудные) пояса или зоны, как Нуратинский золоторудный пояс (Хамрабаев, 1958).

Специального изучения требуют зоны развития измененных ультраосновных пород, в которых выявлен новый — лиственитовый тип золоторудной минерализации (Южная Фергана, Северный Нуратау).

Глава IV

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553. 83 + 553.550.84 + 553.550.87

Геофизические и литогеохимические предпосылки выявления золоторудных месторождений в Западном Узбекистане

Формирование подавляющего большинства эндогенных золоторудных месторождений и рудопроявлений в Западном Узбекистане связано с метасоматическими постмагматическими изменениями гранитоидных массивов и вмещающих их осадочно-метаморфических толщ вдоль контактов, трещин и разломов.

Следует отметить, что в пределах и других золотоносных регионов в Советском Союзе и за рубежом промышленные золоторудные месторождения обычно концентрируются вблизи гранитоидных пород. Так, к гранитоидным интрузиям приурочены крупные месторождения золота на восточном склоне Урала, в восточном Казахстане, на Алтае, в Западном Забайкалье и других районах (Фосс, 1963).

Проявление высокотемпературных формаций в Западном Узбекистане И. Х. Хамрабаев (1958) связывает с продуктивными фазами интрузивной деятельности верхнего карбона (диориты, гранодиориты).

Верхнекарбоновый цикл магматизма в Западном Узбекистане был многофазным и наиболее крупным, а верхнекарбоновая эпоха металлогении — наиболее продуктивной; она и определила рудный облик этого региона. Одна из характерных особенностей развития гранитоидных интрузий в Западном Узбекистане та, что многие из них вскрыты современным эрозионным срезом в пределах мощной толщи нижнепалеозойских пород.

Поэтому важнейшая задача при дальнейших поисках золоторудных месторождений — изучение элементов глубинного геологического строения (картирование скрытых гранитоидных интрузий, глубинных тектонических зон и нарушений, областей развития гидротермально измененных пород и т. д.). Для решения этих вопросов большую ценность представляют данные аэромагнитной съемки.

Напряженность магнитного поля на площади большинства золоторудных районов неравномерна, в связи с чем выделяются аномалии, различающиеся как по интенсивности, так и по знаку. Величина ΔT на одном из районов варьирует от отрицательных (—100 гамм) до положительных (+300 гамм) значений (рис. 101). На общем фоне отрицательного магнитного поля выделяются сравнительно слабые по интенсивности положительные аномалии. Значительная по площади положительная магнитная аномалия с понижением поля в отдельных случаях до отрицательных величин ΔT охватывает большую часть золоторудного района.

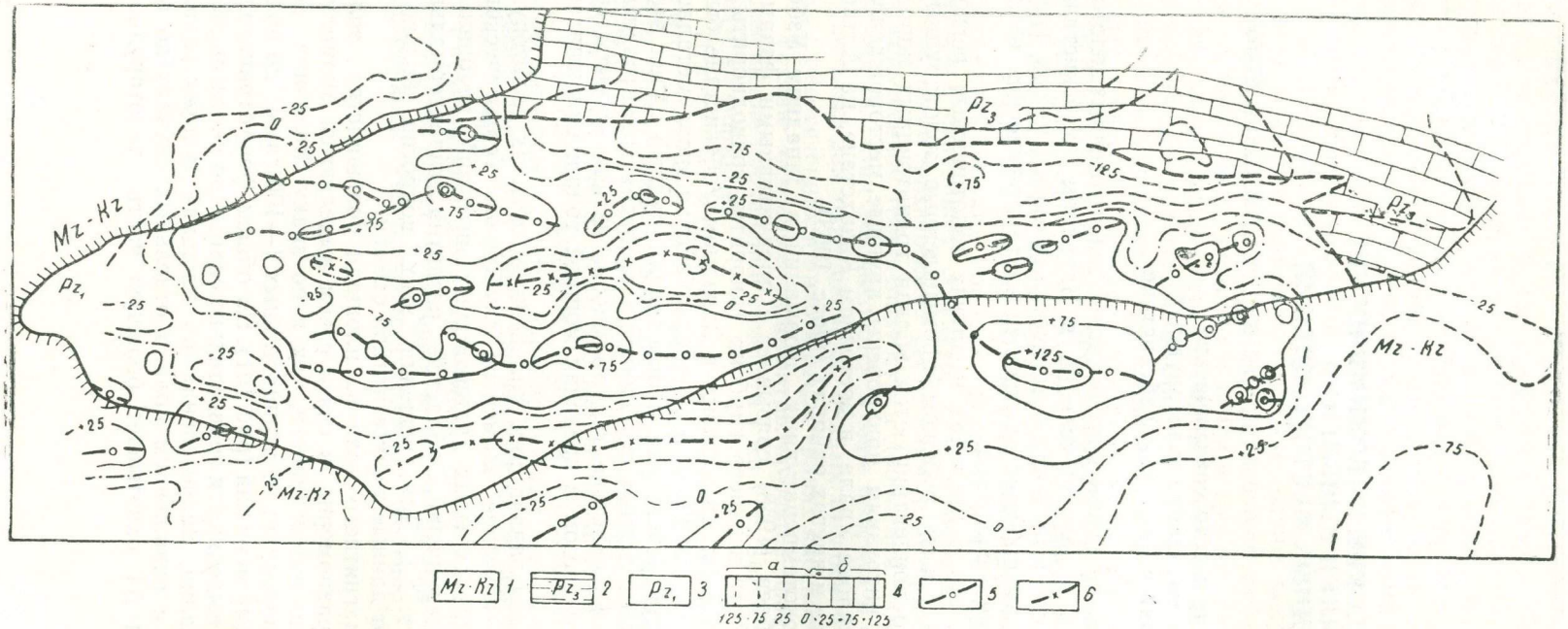


Рис. 101. Схема аномального магнитного поля рудного района (Котляровский Л. Н., Кремнев И. Г., Храмышкин П. В.).

1—глины, песчаники, гравелиты, алевролиты и др.; *2*—известняки, доломиты; *3*—сланцы, алевролиты, песчаники, кремнистые породы и др.; *4*—изолинии Т: *а*—отрицательные, *б*—положительные; *5*—оси положительных аэромагнитных аномалий; *6*—оси отрицательных аэромагнитных аномалий.

Природа положительных аномалий обусловлена проявлением невскрытых эрозионным срезом гранитоидных пород.

О наличии скрытых гранитоидных интрузий свидетельствует распространение даек кислого и основного составов, тяготеющих обычно к областям развития интрузивных пород и являющихся их дериватами, а также развитие кварцевых жил и зон окварцевания с проявлениями [Кв-Пи-Au] формации и вольфрамовой минерализации, которые в Западном Узбекистане тяготеют к областям развития гранитоидных интрузий.

При изучении образцов горных пород, отобранных с площади развития осадочно-метаморфических толщ нижнего палеозоя, установлено, что они практически немагнитны, поэтому картируются сравнительно спокойными полями.

Гранитоидные интрузии, залегающие в ядрах крупных антиклинальных структур и связанные с проявлением позднегерцинского магматического цикла, в Западном Узбекистане картируются и положительными магнитными полями, и отрицательными. В случае, когда интрузии не вскрыты эрозионным срезом или сохранили в экзоконтактах большое количество ксенолитов сланцев, они характеризуются повышенной основностью и отмечаются положительными магнитными полями. Центральные же части глубоко эродированных гранитоидов не фиксируются магнитной съемкой, и отмечаются лишь эндоконтактовые и экзоконтактовые части этих интрузий (Устукская, Кошрабадская, Ауминзатауская, Алтынтауская и др.), т. е. те области, где развиты гибридные породы. В случае скрытого залегания интрузий породы подобного состава развиты и в апикальной их части и, несомненно, обусловливают появление над ними магнитных аномалий.

По данным Ю. Я. Вашилова, изучавшего характер распределения магнитных полей в области гранитоидных интрузий, повышение интенсивности намагничивания у пород, развитых в экзоконтактовой и эндоконтактовой частях гранитоидных интрузий, можно объяснить образованием обогащенных магнетитом участков или зон интенсивной сульфидизации на контактах гранитоидов с вмещающими породами, контактовым метаморфизмом, ассимиляцией гранитоидными интрузиями вмещающих пород, вследствие чего гранитоидные породы приобретают более основной состав, и т. д. Появление гибридных пород отмечено в Синтабской и Устукской интрузиях (Исамухамедов, 1955), где они в отдельных случаях картируются повышенными магнитными полями.

Положительными магнитными аномалиями в упомянутом золоторудном районе картируются, по нашему мнению, экзоконтактовые части скрытых интрузий гранитоидов, которые в основном представлены, вероятно, гранодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами. Количественная интерпретация положительных магнитных аномалий свидетельствует о том, что крупные магнитовозмущающие тела залегают на глубинах 1,4—1,5 *км*. Глубины определены до верхней кромки магнитовозмущающих тел, где, как мы полагаем, размещаются измененные осадочно-метаморфические породы в эндо- и экзоконтактовых ореолах интрузий. Материнские же интрузии должны залегать на бо́льшей глубине, так как мощность контактового ореола на примере Алтынтауской, Ауминзатауской, Устукской и других интрузий, вскрытых эрозионным срезом в Западном Узбекистане, достигает 0,5—1 *км*.

На фоне крупных интрузивных тел, по данным аэромагнитной съемки, выделяются апофизы этих тел. При выделении апофиз интрузий учитывались данные количественной интерпретации локальных

аномалий. Глубины залегания локальных магнитовозмущающих тел варьируют в пределах 200—900 *м*.

На фоне положительных аномалий наблюдается понижение интенсивности магнитного поля (восточная и центральная части рудного района; рис. 101). Области пониженного магнитного поля отождествляются с областями наиболее интенсивного постмагматического изменения пород, что является следствием процессов, вызывающих уменьшение магнитных свойств пород. Многочисленные исследования по изучению физических свойств во многих рудных районах свидетельствуют об уменьшении магнитной восприимчивости в результате процессов серицитизации, окварцевания, хлоритизации, являющихся следствием воздействия гидротермальных процессов и гипергенных изменений.

Немаловажную роль при выделении тектонических нарушений играют данные аэромагнитной съемки. Возможность выделения их по характерным изменениям в магнитном поле основана на определенных физических явлениях, сопровождающих разрывы: ослаблении магнитных свойств горных пород в зонах разломов, размещении в тектонических зонах магнитных пород.

Имеются признаки, по которым прослеживаются тектонические нарушения по характерным изменениям магнитного поля: наличие линейно вытянутых аномалий повышенной напряженности; группировка локальных магнитных аномалий в определенных направлениях; смена простираний магнитных аномалий; смещение осей аномалий по простиранию; сочленение различных магнитных полей. Рассматривая с этих позиций магнитное поле рудного района, можно выделить целый ряд тектонических нарушений северо-восточного и широтного направлений (рис. 102).

На основании анализа размещения рудного поля с золоторудной минерализацией установлено, что оно располагается в области пониженного магнитного поля в экзоконтактовой части скрытых гранитоидных интрузий.

В комплексе с аэромагнитной съемкой для поисков золоторудных проявлений успешно применяются электроразведочные и геохимические исследования.

Электроразведочными работами в модификации срединного градиента (сеть 1000×40×20 *м*) выявляются крупные поля развития кварцевых жил, зон окварцевания, несущих золотое оруденение в районе. Данными интерпретации в пределах района выделены области высокого, повышенного и низкого сопротивления (рис. 103). Все они объясняются различным влиянием литологических разностей пород.

Рудное поле (рис. 103) располагается в восточной части района в области высоких сопротивлений, где развито значительное количество зон окварцевания и кварцевых жил.

Низкими сопротивлениями, по нашему мнению, картируются крупные в целом тектонические зоны широтного, северо-западного и северо-восточного простираний, в пределах которых отмечены нарушения различных направлений.

Для прямых поисков золотого оруденения применяется крупномасштабная золотометрическая съемка, данные которой свидетельствуют о широком распространении золотого оруденения в районе, особенно в восточной и центральной части его (рис. 104). Ореолы рассеяния золота размещаются преимущественно в пределах зон повышенных и высоких сопротивлений. Золоторудное поле четко фиксируется ореолами рассеяния золота (рис. 104).

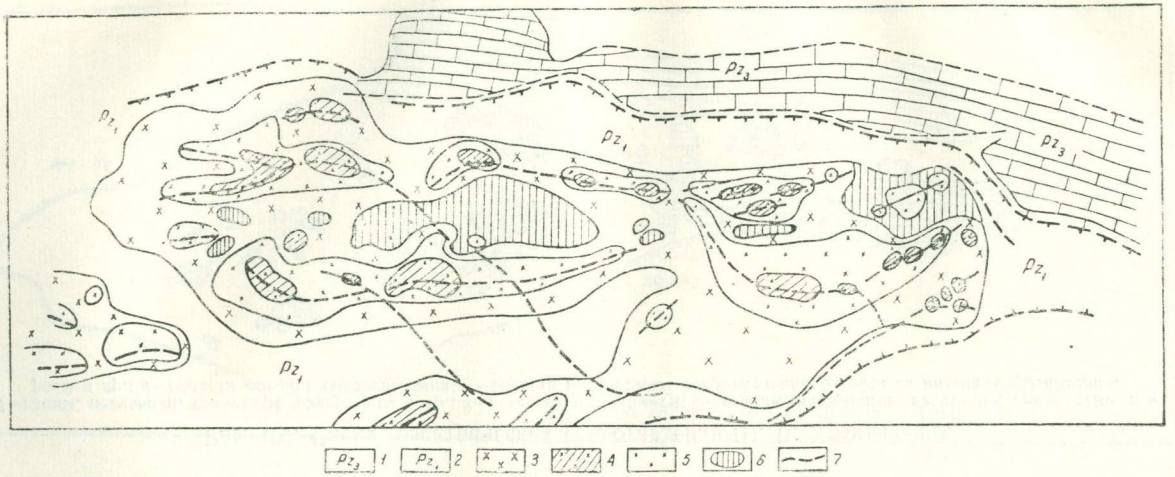


Рис. 102. Схема глубинного строения рудного района (П. В. Храмышкин).

1—известняки, доломиты и др.; 2—сланцы, алевролиты, песчаники, кремнистые породы и др.; *3*—предполагаемые скрытые гранитоидные интрузии, по данным аэромагнитной съёмки; *4*—апофизы скрытых гранитоидных интрузий; *5*—апофизы скрытых гранитоидных интрузий, наиболее близко залегающих от дневной поверхности; *6*—области пониженных значений ΔТ, отождествляемые с гидротермально измененными породами; *7*—осевые линии тектонических нарушений, выделяемые по аэромагнитным данным-

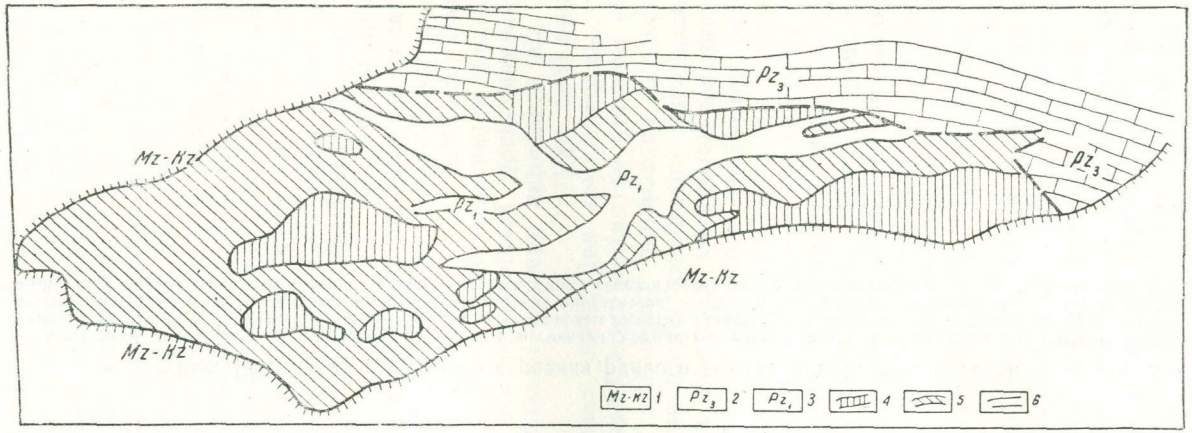


Рис. 103. Схема электрических сопротивлений (П. В. Храмышкин).

1—глины, песчаники, гравелиты, алевролиты и др.; *2*—известняки, доломиты; *3*—сланцы, алевролиты, песчаники, кремнистые породы и др.; *4*—области высоких сопротивлений; *5*—области повышенных сопротивлений; *6*—области низких сопротивлений.

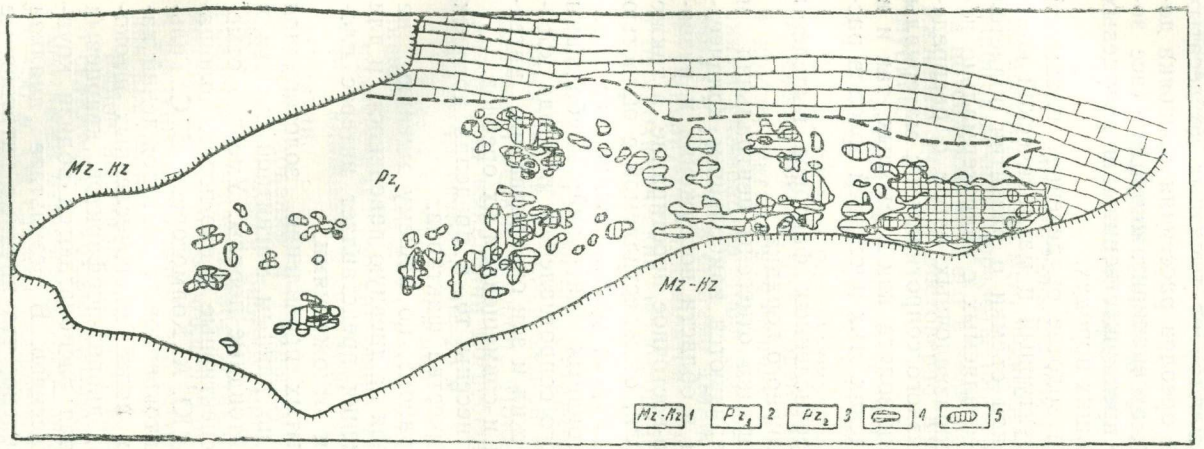


Рис. 104. Принципиальная схема ореолов мышьяка и золота в рудном районе (П. В. Храмышкин).

1—глины, песчаники, гравелиты, алевролиты и др.; *2*—известняки, доломиты; *3*—сланцы, алевролиты, песчаники, кремнистые породы и др.; *4*—ореолы рассеяния мышьяка; *5*—ореолы рассеяния золота.

При поисках золотого оруденения используются также ореолы рассеяния мышьяка, пространственно совпадающие главным образом с ореолами рассеяния золота (рис. 104). Это основывается на установленном И. Х. Хамрабаевым (1954) впервые для Западного Узбекистана парагенезисе золота с мышьяком (арсенопиритом). Содержания мышьяка в эпицентрах ореолов колеблются от тысячных до десятых долей процента. В пределах развития ореолов рассеяния мышьяка довольно часто устанавливаются пирит, арсенопирит, скородит (все золотоносны). Арсенопирит отмечается преимущественно в кварцевых жилах, значительно реже — во вмещающих породах.

При выделении перспективных на золотое оруденение площадей учитывались следующие факторы: структурный и магматический контроль оруденения; данные аэромагнитной съемки о развитии областей пониженного магнитного поля, отождествляемых с гидротермально измененными породами; данные электроразведочных работ о распределении зон высокого, повышенного и низкого сопротивлений; материалы золотометрической съемки о рассеянии золота как в рыхлых, так и в коренных отложениях; развитие в пределах этих площадей ореолов рассеяния мышьяка.

В зависимости от сочетания перечисленных факторов выделены перспективные на золото площади различного порядка.

К перспективным площадям I порядка отнесены центральная и восточная части района. Они характеризуются наибольшим количеством факторов: размещением площади в области погружения и разворота антиклинали с широтного на юго-восточное простирание, а также в области пониженного магнитного поля, отождествляемой с областью развития гидротермально измененных пород; расположением ее в экзоконтактовой части скрытых гранитоидных интрузий; наибольшим развитием зон высокого и повышенного сопротивления, природа которых обусловлена наличием кварцевых жил и зон окварцевания; интенсивным рассеянием мышьяка и золота и совмещением их ореолов.

К площадям II и III порядка отнесены те, в пределах которых наблюдается сочетание меньшего количества факторов.

Золотоносность восточной части района, по нашему мнению, не ограничивается лишь выходами палеозоя на дневную поверхность и для дальнейших поисков золотого оруденения представляет интерес площадь, перекрытая мезо-кайнозойскими отложениями.

Основанием для поисков перекрытых проявлений золоторудной минерализации служит то, что здесь по данным магнитной съемки в скрытом залегании картируются гранитоидные породы. Уместно отметить, что аналогично выделяются перспективные и прогнозные площади на золото в Казахстане. По данным Ю. А. Колмогорева, Е. С. Гольденберга и др., для всех жильных и штокверковых месторождений характерно наличие в пределах рудных полей многочисленных штокообразных интрузий и даек диоритов, диорит-порфиритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Рудные поля располагаются вблизи крупных гранодиоритовых интрузивных массивов. В результате анализа данных аэромагнитной съемки установлено, что крупные интрузивные массивы, находящиеся вблизи месторождений, а также известные малые интрузии хорошо фиксируются положительными аномальными магнитными полями на фоне относительно спокойного отрицательного поля. Известные золоторудные месторождения фиксируются локальными аэромагнитными аномалиями и приурочены к зонам тектонических нарушений.

В прогнозные площади первой очереди, следовательно, включают-

ся участки, на которых установлены локальные аэромагнитные аномалии, площади повышенной трещиноватости и тектонические нарушения.

Выделение прогнозных и перспективных на золотое оруденение площадей позволит, по нашему мнению, успешно осуществлять поиски новых золоторудных месторождений.

Биогеохимические предпосылки поисков золотого оруденения в условиях пустыни

УДК 550.87

Первая попытка применения биогеохимического метода в поисках золоторудных месторождений сделана А. И. Григорьевым (1959) в районах вечной мерзлоты (Якутия). Установлен ореол рассеяния золота по содержанию его в золе растений (от 3 до 50 *г/т*), причем аномальные участки достоверно фиксировали положение рудных тел на глубине.

В Узбекистане впервые биогеохимические поиски на золото и другие рудные элементы в пустынных районах проводились в 1958 г. Р. М. Талиповым под руководством И. Х. Хамрабаева и Д. П. Малюги. Отмечено повышенное содержание свинца, цинка, молибдена, золота и других металлов в почвах и растениях, растущих над месторождениями (Хамрабаев, 1960; Малюга, 1964; Талипов, 1960, 1964,1966). Начиная с 1962 г. в системе Министерства геологии УзССР (Е. Кадысов, В. Панкратьев) проводятся комплексные геохимические, в том числе и биогеохимические, исследования на золото и полиметаллы в горных районах Кураминского хребта для выяснения эффективности биогеохимического, гидрогеохимического и литогеохимического методов поисков рудных месторождений. Установлено, что почвы и растения в пределах рудных полей в значительной степени накапливают соответствующие цветные и редкие металлы. Показана возможность применения данного метода для выявления погребенных эндогенных месторождений, находящихся на глубине 20—25 *м*.

Золото в золе растений впервые нашел Н. Бабичка (1954), выяснивший, что оно концентрируется в основном в кукурузных початках в количествах, достигающих 60 *г/т*. Аналогичные данные получены Р. М. Талиповым в кукурузе, растущей в пределах золоторудного поля Чармитан.

Исследования в Тамдытау (1962—1966 гг.) доказали эффективность применения биогеохимического метода в условиях пустынных районов Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1964; Талипов, 1966). Выявлены повышенные концентрации золота, серебра, свинца, молибдена в растениях, растущих на золоторудном проявлении (Бессапан-Сугралинская полоса).

Район исследований представляет собой горно-пустынный ландшафт со сглаженными формами рельефа (мелкосопочники и равнины) с абсолютными отметками 550—600 *м* и относительными превышениями 30—50 *м*. Он сложен толщей нижне- и среднепалеозойских пород, прорванной серией даек (диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры и др.). Золото концентрируется в приконтактовых зонах, кварцевых жилах и дайковых образованиях. В рудных телах Южного участка этой полосы установлено от 2 до 15—20 *г/т* золота, от 1 до 10 *г/т* серебра, до 0,05—0,09% свинца и от 0,005 до 0,2% меди (Храмышкин, 1962).

В Тамдытау распространены преимущественно почвы серо-бурого цвета. В отличие от равнинных, они маломощны и денудированы. Мощ-

ность почвенных горизонтов иногда достигает 3—5 *м*. Весьма реагентной на золото и другие металлы оказалась полынь (Artemisia terras albae), которая здесь широко распространена. Озоленные пробы подвергались химическому (Арипова, 1965) и радиоактивационному (Лобанов и др., 1966) анализам, в результате которых установлено, что золото и серебро всегда присутствуют в почвах и растениях над рудными телами (рис. 105).

В результате исследований оконтурены ореолы рассеяния главных металлов в зонах предполагаемой золоторудной минерализации Бессапан-Сугралинской полосы.

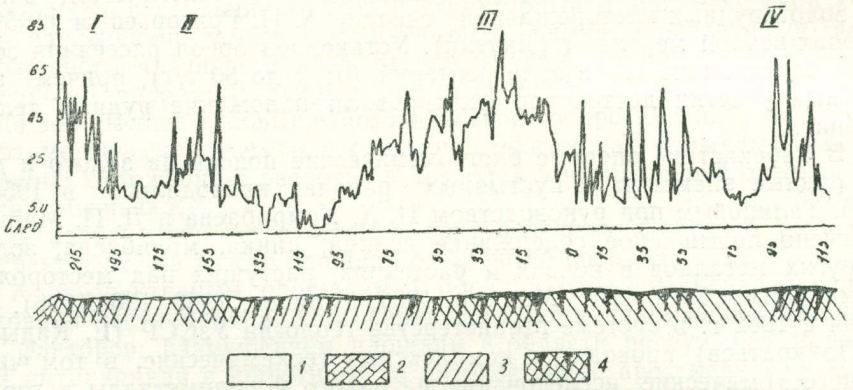


Рис. 105. Распределение золота в растениях южной части Тамдынских гор, Бессапан-Сугралинская полоса, разрез Куджумды—Косманачи—Джаргентау (составила Х. Арипова). По оси абсцисс—номера проб, расстояние между пробами 20 *м*; по оси ординат — содержание золота (*г/т*) в золе растений.

Аномалии: *I*—Куджумды, *II*—Косманачи, *III*—„Новая", *IV*—Джаргентау; *1*—наносы, *2*—известняки девона, *3*—песчано-сланцевая толща силура, *4*—гидротермальные кварцевые жилы и зоны окварцевания пород.

Для установления вертикального распределения золота по горизонтам почвы опробование производилось по нескольким почвенным разрезам на Южном участке золоторудного проявления Тамдытау (табл. 59). Размеры и количество обломочного материала почвы уменьшаются снизу вверх. Верхние ее горизонты отличаются низким содержанием гумуса (от 0,18 до 0,57%), а также слабым засолением до глубины 55 *см;* ниже этой границы оно несколько увеличивается. Карбонатность в почве повышается с глубиной. Иная картина на Западном участке (Карашохо, Кургантау, Сугралы). Почвенный слой разнообразен по мощности, механическому составу и степени засоленности, что влияет на характер растительного покрова. Так, в Сугралы почва до 60—65 *см* состоит из кочующего песка, лишена органики и содержит мало металлов. В Тамдытау почва обеднена золотом и серебром (за исключением Карашохо, где установлено до 1,8 *г/т* серебра), отличается наличием кальциевой минерализации, гидроокислов железа и гумусового вещества — до 0,4%.

Золото и серебро содержатся в почве в небольших количествах (табл. 59). Заметное их скопление отмечено на глубине 15—150 *см*. Концентрация этих элементов в почвах превышает кларк (Виноградов, 1957) соответственно в 2—20 и 5—160 раз. Это объясняется, вероятно, наличием гидроокислов железа, которые могут выступать в роли

концентратора золота и серебра, благодаря их повышенным сорбционным свойствам. Более или менее высокое содержание золота обнаружено в почве, развитой в пределах древних выработок, что может быть обусловлено золотоносностью как рудного отвала, так и подстилающих материнских пород. В результате пробирного и золотоспектрального анализов Х. Р. Рахматуллаев установил в целиках выработок наличие золота и серебра в количествах соответственно 0,1 и 8,8 *г/т*.

Из вышеизложенного следует, что верхние горизонты почв в общем содержат мало металлов, ввиду чего металлометрия менее эффектив-

Таблица 59

Распределение золота и серебра по горизонтам почв Тамдытау

Глубина взятия проб, *см*	Содержание, *г/т*		Содержание гумуса в почве, вес. %	Место взятия
	Au	Ag		
0—15	Не определено	0,4	0,33	Древние выработки Джаргантау
15—45	„ „	1,1	0,35	
45—80	„ „	0,0	0,25	
80—140	„ „	0,4		
140	„ „	0,8		
0—25	0,02	0,1	0,57	Контакт девонских известняков с верхнесилурийскими сланцами, уч. Кургантау
25—70	0,02	1,4	0,51	
70—110	0,16	0,2		
115	0,01	0,3		
0—20	0,00	0,7	0,40	Участок Карашохо, в 10 *км* от древних выработок Джаргантау
20—50	0,03	0,4	0,29	
50—90	0,04	0,4	0,29	
95—150	0,06	1,8		
160	0,04	0,4		
20—60	0,00	0,0	—	Сугралы, древние выработки отсутствуют
60—88	0,08	2,0	—	
88—130	0,12	0,0	—	
130	0,06	0,0	—	

Примечание. Серебро определено пробирным анализом в Центр. хим. лаборатории Министерства геологии УзССР Л. Толмачевой, а золото — радиоактивационным методом в Институте ядерной физики АН УзССР Х. И. Хатамовым.

на. Поэтому в исследуемом районе поиски слепых месторождений целесообразнее проводить биогеохимическим методом. Содержание золота в растениях Южного участка — от следов до 60 *г/т*, редко 70, серебра — до 1 *г/т*.

На Северном участке, характеризующемся наличием рудопроявлений колчеданного типа, из-за отсутствия полыни опробовали солянку. Содержание золота в ней не превышает 0,02—0,3 *г/т;* в ожелезненной почве увеличивается до 0,5—0,9, редко до 1,5 *г/т*. По-видимому, солянка является «пассивным» концентратором. В отличие от первого участка, в коренных породах установлено низкое содержание золота (Хамрабаев, 1964). На участке Новый обнаружена биогеохимическая аномалия золота, имеющая широтное простирание и ширину 300—450 *м*.

Содержание золота в полыни (Artemisia terras albae) на участке Новый, по данным 104 анализов, колеблется в основном от 32 до 55 *г/т*, изредка поднимаясь до 60—70 (2 пробы) и опускаясь до сл.—

23 *г/т* (14 проб, на фланге профиля). К югу от рудопроявления Косманачи выделена самостоятельная биогеохимическая аномалия золота, в которой большинство проб содержит 40—55 *г/т* золота. Начиная от нулевой точки содержание его постепенно снижается, затем от точки 30 вновь повышается до 70 *г/т* по мере приближения к древним выработкам Джаргантау. На возможную золотоносность участка Нового указал И. Х. Хамрабаев (1965), исходя из минералогических и геохимических исследований кварцевых, кварц-полевошпатовых и окварцованных образований, распространенных в районе древних выработок Джаргантау, где обнаружено и самородное золото. Спектральным анализом биогеохимических проб в ореолах рассеяния золота обнаружены медь (0,006—0,02%), свинец (0,001—0,004%), мышьяк (0,003—0,3%), молибден (0,0001—0,0005%). Установлено, что биогеохимический ореол мышьяка в большинстве случаев совпадает с контуром ореола золота и является индикатором золоторудного месторождения. Количество золота в золах растений участка Джаргантау в 4—70 раз превышает кларк его в земной коре (Малюга, 1963). Геолого-структурное строение данного участка аналогично рудопроявлениям Куджумды и Косманачи.

Ореолы рассеяния золота отмечены на контакте девонских известняков с силурийскими сланцами (Куджумды), размеры их по линиям изоконцентраций (30—65 *г/т*) составляют по ширине около 100—150 *м*. И. Х. Хамрабаев и К. К. Пятков отмечали наличие здесь кварцево-антимонитовой минерализации, содержащей золото. Менее отчетливые биогеохимические аномалии наблюдаются на рудопроявлении Косманачи, где содержание золота в золе растений колеблется от следов до 25—30, поднимаясь изредка до 60 *г/т*.

В результате биогеохимических исследований в районе развития проявлений золота в Тамдытау установлены: прямая зависимость содержания золота от состава подстилающих пород; зависимость содержания золота в растениях от времени опробования: максимальная — в апреле — мае (80—85 *г/т*), минимальная — в сентябре — октябре (4—8 *г/т*); изменения соотношения золота и других металлов в системе растение — почва; более высокие, независимо от времени года, концентрации золота и цветных металлов в золе растений, чем в почвах; повышенные содержания золота в многолетних травах, кустарниковых растениях, полыни и саксауле по сравнению с солянкой и ферулой; концентрация золота в западной части Бессапан-Сугралинской полосы.

Таким образом, при поисках золоторудных месторождений в условиях пустыни биогеохимический метод может иметь важное значение. Концентрация золота в золах растений аномальных участков в 4—70, а иногда в 85 раз выше среднего его содержания, установленного Д. П. Малюгой (1963).

Гидрогеохимические предпосылки поисков золотого оруденения в горных условиях (Чаткало-Кураминский регион)

УДК 550.84

В отличие от биогеохимических исследований, проводимых в пустынных районах Западного Узбекистана в областях развития гипабиссальных проявлений золота, гидрогеохимическими были охвачены три приповерхностных рудных поля с проявлениями субвулканических золоторудных формаций, размещающихся на склонах Кураминского и Чаткальского хребтов.

Изучением гидрогеохимических особенностей золотых месторождений этого региона занимались в 1959—1960 гг. сотрудники ВСЕГЕИ,

ВСЕГИНГЕО, в 1965 г.— МГРИ. Р. И. Чернышева (1962) указывает на содержание серебра в водах золотого месторождения Кызылалмасай в количестве до 7,5 *мкг/л*.

В Чаткало-Кураминских горах, обладающих вертикальной ландшафтно-геохимической зональностью, областью питания природных вод являются главным образом водораздельные пространства хребтов. Отсюда движение инфильтрационных подземных вод происходит по мелкой региональной трещиноватости в пределах зоны выветривания (трещинно-грунтовые воды) и по крупным разломам (трещинно-жильные воды) в направлении регионального базиса эрозии. С приближением к последнему, т. е. к подножию хребтов, подземные воды скапливаются и циркулируют главным образом вдоль дизъюнктивных нарушений, что приводит к резкому преобладанию в низкогорье трещинно-жильных вод.

Трещинно-жильными в основном являются воды трех рассматриваемых золоторудных полей — Кочбулакского, Кызылалмасайского и Гузаксайского. Первое находится в низко-среднегорном ландшафте, два последних — в низких горах. В пределах Кызылалмасайского рудного поля основной коллектор подземных вод — мощная зона субмеридионального Алмасайского разлома, вмещающая рудные тела. В Кочбулакском и Гузаксайском рудных полях циркуляция подземных вод происходит также преимущественно по крупным дизъюнктивным нарушениям, но, в отличие от Кызылалмасайского, не всегда вмещающим рудные тела. Так, на Кочбулакском субмеридиональные кварцевые жилы с золотом, теллуридами и сульфидами почти всегда залегают в плотных монолитных породах, и циркуляции подземных вод вдоль рудных тел здесь почти не наблюдается. На Гузаксайском рудном поле серия крупных пострудных разрывов, коллекторов подземных вод, имеет секущее направление по отношению к рудным телам.

Указанные особенности геологического строения золоторудных полей, вещественный состав руд и околорудно измененных пород определяют химизм природных вод. Более всего отличаются от фоновых воды месторождения Кызылалмасай, наименее — воды Гузаксая.

Воды рудных тел и зон трех полей отличаются от фоновых сульфатно-гидрокарбонатно-натриевым (магниевым) составом (табл. 60), повышенной в 2—4 раза величиной общей минерализации и почти одинаковым (7,3—7,5) значением pH. Кислые воды в пределах рудных полей, даже при непосредственном их выклинивании из рудных зон, несмотря на относительно высокие содержания в кварцево-золоторудных жилах сульфидов (кызылалмасайские жилы — до 2%, кочбулакские — до 30%), не отмечены.

Нейтральные воды с pH=6,8—7,1 встречены в зоне окисления жил в Кочбулакском рудном поле. Хлор-сульфатный коэффициент этих вод колеблется от 15 до 45, что выше его фоновой величины в 2,0—5,5 раза.

Повышенной величиной общей минерализации, превышающей фоновую в 2—4 раза, при сульфатном составе обладают и поверхностные воды (воды ручьев) золоторудных месторождений (табл. 60).

В пределах Кызылалмасайского рудного поля встречены сероводородные сульфатно-гидрокарбонатно-магниевые воды с минерализацией 1,1 *г/л* и pH=7,5, выклинивающиеся непосредственно из рудной зоны (штольня 2). В месте выхода их отлагается элементарная сера.

Таким образом, химический состав природных вод субвулканических золоторудных жил района формируется не столько под влиянием минерализации рудных тел, сколько под влиянием мощных зон пропилитизации, сопровождающих рудные тела. Наличие в них пирита обуслов-

Таблица 60

Усредненная химическая характеристика природных вод золоторудных месторождений Чаткало-Кураминских гор

Месторождение	Число проб	Формула Курлова	Хлор-сульфатный коэффициент	Содержание микроэлементов (среднее / максимальное), *мкг/л*											
				Pb	Mo	Ni	Co	B	Zn	Cu	Ag	F	Sb	As	Hg
Подземные воды															
Кочбулак	24	$M_{1,4}\frac{SO_{68}^4\ HCO_{18}^3}{Na_{37}\ Ca_{36}\ Mg_{27}}$ pH7,3	16	3,0 / 12	8 / 18	7 / 15	? / 50	160 / 400	10 / 1000	17 / 140	—	750 / 1400	—	25 / 40	1 / 5
Кызылалмасай	5	$M_{0,85}\frac{SO_{60}^4\ HCO_{38}^3}{Mg_{50}\ Ca_{25}\ Na_{25}}$ pH7,5	45	5,5 / 10	21 / 64	3 / 10	3 / 10	н/о	н/о	3,5 / 5	0,3 / 3,0	350 / 750	н/о	—	—
Гузаксай	8	$M_{0,34}\frac{HCO_{65}^3\ SO_{31}^4}{Ca_{35}\ Mg_{35}\ Na_{28}}$ pH7,5	15	1,0 / 5	16 / 20	10 / 80	—	н/о	8 / 24	1,5 / 2	1,5 / 2	—	н/о	1,0 / 3,0	—
Безрудные участки (гидрохимический фон)	40	$M_{0,38}\frac{HCO_{65}^3\ SO_{32}^4}{Ca_{54}\ Mg_{31}\ Na_{15}}$ pH7,5	8	1,5	2,8	н/о	н/о	?	2,0	1,3	0,3	375	н/о	0,5	н/о
Поверхностные воды															
Кочбулак	19	$M_{1,1}\frac{SO_{56}^4\ HCO_{33}^3}{Ca_{49}\ Na_{26}\ Mg_{25}}$ pH7,2	7	6,0 / 25	21 / 32	4 / 20	1,5 / 8	110 / 170	25 / 50	4,5 / 10	—	610 / 800	—	22 / 40	? / 5
Кызылалмасай	9	$M_{0,55}\frac{HCO_{50}^3\ SO_{40}^4}{Ca_{44}\ Mg_{44}}$ pH7,6	22	10 / 25	20 / 64	—	—	—	н/о	н/о	н/о	—	—	—	—
Гузаксай	5	$M_{0,32}\frac{HCO_{70}^3\ SO_{26}^4}{Ca_{64}\ Na_{18}\ Mg_{17}}$ pH7,7	9	2,8 / 3,2	4 / 6	н/о	—	н/о	н/о	2,0 / 5	0,5 / 2,0	—	н/о	н/о	—
Безрудные участки (гидрохимический фон)	12	$M_{0,30}\frac{HCO_{65}^3\ SO_{30}^4}{Ca_{62}\ Mg_{25}\ Na_{13}}$ pH7,6	9	1,8	2,5	н/о	—	н/о	3,5	0,3	0,3	—	н/о	н/о	—

Примечание. н/о — не обнаружено, — не определялось.

ливает повышенную против фона минерализацию и сульфатность вод. Следует отметить, что в Чаткальских горах в пределах распространения зон обеленных пород без признаков рудной промышленной минерализации подземные воды имеют аналогичный химический состав. Поэтому повышенная минерализация природных вод, несколько пониженное pH, их сульфатность не могут служить надежным поисковым признаком наличия золоторудных месторождений.

Подземные и поверхностные воды золотых месторождений содержат, по колориметрическим, количественным и полуколичественным спектральным анализам (табл. 60), повышенное количество свинца и меди (за исключением Гузаксая), молибдена, никеля, кобальта, цинка и мышьяка (последнее за исключением Кызылалмасая). Кроме того, в водах Кочбулака по сравнению с фоном в два раза больше фтора.

Серебро обнаружено в значительной части проб количественным и полуколичественным спектральным анализом в сухих остатках, а также колориметрически (с дитизоном). Среднее содержание его в водах Кызылалмасая находится на уровне фона, в Гузаксае — превышает фоновое содержание в 5 раз.

Систематические определения золота в водах золоторудных месторождений Чаткало-Кураминского региона высокоточными методами не производились. Полуколичественным спектральным анализом в сухих остатках золото не обнаруживается. По предварительным результатам девяти высокочувствительных анализов, оно содержится в водах Гузаксая от 1,0 до 6,4 *мкг/л*[1], что является аномальным.

Отличительная особенность вод всех золоторудных месторождений—наличие повышенно-аномального количества молибдена, никеля,—в 3—8 раз, мышьяка—в 2—50 раз (на Кызылалмасае не определяли). Молибден в повышенно-аномальном количестве фиксируется и в водах ручья Кызылалмасай на протяжении до 1,4 *км* ниже месторождения. При этом установлено, что водные потоки рассеяния от сульфидных, в том числе и золоторудных, месторождений формируются лишь тогда, когда ручьи или берут начало на участках месторождений, или при прохождении транзитно в них впадают боковые притоки от рудных зон.

В гелевидных гидроокислах железа, образующихся на месте выклинивания рудничных вод на поверхность, обнаружено резко повышенное содержание мышьяка (0,02—0,15%), иногда сурьмы (до 0,03%), серебра (до 20 *г/т*) и редко золота (до 0,06 *г/т*).

Таким образом, вокруг малосульфидных и умеренносульфидных золоторудных жил Чаткало-Кураминских гор фиксируются водные ореолы и потоки рассеяния. Ореольные воды отличаются сульфатным составом, повышенной минерализацией и повышенно-аномальным содержанием молибдена, мышьяка, никеля, иногда других химических элементов, в том числе золота (?) и серебра. Последнее подтверждается наличием золота и серебра в гелевидных гидроокислах железа.

Форма и размеры водных ореолов рассеяния золоторудных месторождений определяются в первую очередь их гидрогеологическими особенностями. В пределах Кызылалмасайского рудного поля, где воды циркулируют вдоль Алмасайского разлома, этот ореол довольно узкий (50—100 *м*) и линейно вытянут вдоль разлома. На Кочбулакском размеры его достигают 1 *км*^{2} при изометричной форме.

---

[1] Определено ядерно-активационным методом в ИЯФ АН УзССР.

Отмеченные особенности состава вод золоторудных зон и тел свидетельствуют о возможности поисков этих жил гидрогеохимическим методом как по сопутствующим элементам — мышьяку, молибдену, серебру, так и непосредственно по золоту. Ввиду того, что глубинность метода в данном районе порядка первой сотни метров, применение его для поисков слепых тел и перекрытых мощными современными отложениями выходов золоторудных жил может оказаться более эффективным, чем других геохимических методов. Освоение и внедрение в производство высокочувствительных и высокоточных методов определения золота и серебра в водах в значительной мере облегчит эти поиски.

Глава V

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ЗОЛОТА УЗБЕКИСТАНА

УДК 553. 41 (575.1)

Несмотря на широкое распространение золотой минерализации в Средней Азии и явные свидетельства добычи золота в прошлом, открытию крупных золоторудных месторождений предшествовал длительный период мало результативных поисков, сыгравших, однако, важную роль в дальнейшем развитии специальных исследований.

Объединенными усилиями коллектива геологов Узбекистана при широком участии организаций и специалистов всей страны за короткий период (1958—1966 гг.) в республике открыто, разведано (или продолжает разведываться) и передано промышленности несколько золоторудных месторождений. Территория республики, ранее относившаяся к числу малоперспективных, теперь стала одной из ведущих золотоносных провинций СССР, а директивами XXIII съезда КПСС и пятилетним планом развития народного хозяйства СССР здесь предусмотрено создание золотодобывающей промышленности.

Тесное единение науки и практики позволило выявить важные закономерности образования и размещения золоторудной минерализации и формирования промышленных месторождений золота. Главнейшая из них — устойчивое региональное распространение золоторудной минерализации в сквозных Урало-Тяньшанских металлогенических зонах, для части которых золото является ведущим элементом, определяющим их металлогенический облик. В результате комплексной геолого-геофизико-геохимической интерпретации материалов установлены основные структурные элементы и особенности размещения продуктивных на золото магматических формаций. На этой основе выявлены первоочередные объекты исследований и произведена типизация проявлений золотой минерализации, существенно зависящей от фациальных особенностей становления продуктивных магматических комплексов. Установлены некоторые специфически взаимосвязанные геологические, минералогические и геохимические особенности рудогенерирующих гипабиссальных интрузий и приповерхностных субвулканических проявлений магматизма, с одной стороны, и сопутствующей им золоторудной минерализации, с другой. Для ряда месторождений различного генезиса выявлены некоторые характерные особенности развития структур рудных полей. В области геологии осадочного золота, в результате открытия россыпей в отложениях мелового периода сотрудниками Министерства геологии УзССР доказана возможность использования палеогеографического метода в качестве научной основы прогнозирования и поисков золота в осадочных образованиях, в том числе ископаемых и погребенных. На основании этих и иных материалов по геологии Узбекистана можно вы-

сказать некоторые соображения о перспективах золотоносности республики. Грандиозность этой перспективы становится очевидной, как только мы обращаем внимание на то, что подавляющее большинство разведываемых объектов обещает оказаться промышленным, а огромное количество прогнозно-перспективных площадей еще ожидает прохождения через стадию поисков.

Рассмотрим перспективы золотоносности территории Узбекистана по двум группам генетических типов месторождений золота: эндогенной и россыпной.

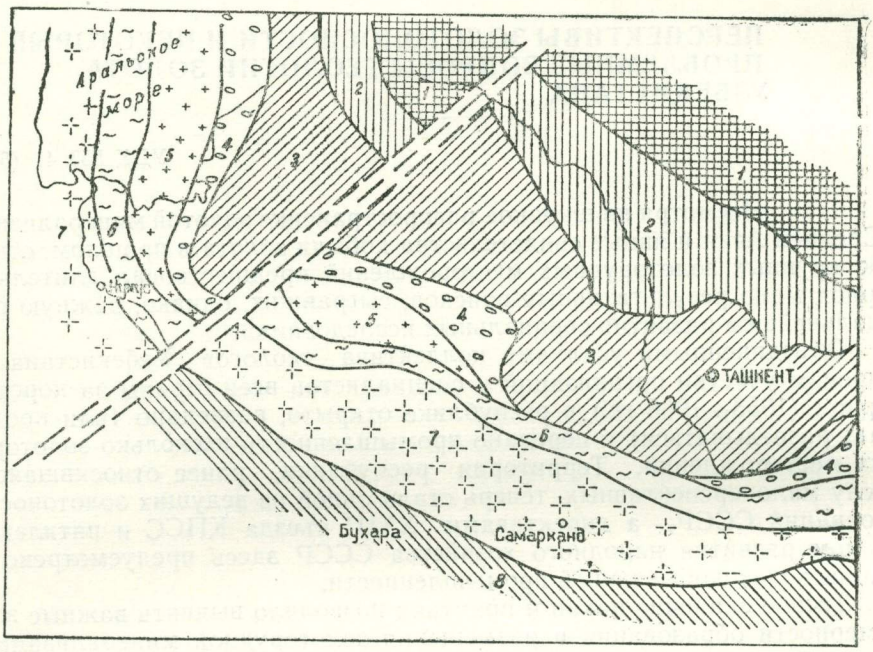


Рис. 106. Схема соотношения структур Тянь-Шаня и Урала.

1—каледониды Казахстана, *2*—Тюменьско-Нарынская зона, *3*—Кустанайско-Кураминская зона, *4*—Денисовско-Карачатырская зона, *5*—Зауральско-Букантауская зона, *6*—Иргиз-Тамдинская зона, *7*—Мугоджаро-Алайская зона, *8*—Магнитогорско(?)-Гиссарская зона.

Перспективы эндогенной золотоносности

Исключительно широкое распространение золоторудной минерализации на территории республики, характеризующейся разнообразием геологического строения, полицикличностью и многоэтапностью развития,— важное свидетельство широких потенциальных возможностей выявления промышленных месторождений золота различных генетических типов. Своеобразные признаки рудопроявлений золота зафиксированы в гнейсах докембрия Чаткальских гор и южных склонов Гиссарского хребта. Золоторудные проявления встречаются во всех системах палеозоя, золотые россыпи известны в отложениях мезозоя и кайнозоя, а также в осадочных образованиях четвертичного периода. От Султан-Уиздага на западе до Кураминских гор на востоке, от Чаткала на севере и до Гиссара на юге республики нет горных сооружений, где бы не были встречены рудопроявления золота, причем многие из них в той или иной степени перспективны. Количество выявляемых рудопроявлений все более возрастает по мере изучения мало исследованных районов Узбекистана.

Во всем многообразии золоторудной минерализации выделяются

ведущие типы, определяющие промышленную сущность соответствующих металлогенических зон. К настоящему времени промышленное значение приобрели месторождения трех главных групп, которые по систематике А. А. Малахова, соответствуют золоторудным формациям, образовавшимся в условиях приповерхностных (семейства кварц-сурьма-теллур-серебро-золотых и кварц-серебро-золотых формаций), переходных (семейства серицит-кварц-молибден-золото-медных и кварц-медно-золотых формаций) и гипабиссальных (семейство кварц-серебро-сурьмяно-мышьяково-золотых формаций) глубин. Первая группа широко представлена месторождениями и рудопроявлениями Кураминской металлогенической подзоны, вторая — в той же подзоне и Западном Узбекистане, третья — в Западном Узбекистане. Определению промышленных типов золоторудной минерализации для Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня, как и для Чаткальской подзоны Срединного Тянь-Шаня, должно предшествовать накопление дополнительных материалов. Несомненно, однако, что на основании данных о золотоносности можно рассчитывать на выявление и в этих районах промышленных месторождений золота.

Освещение перспектив золотоносности Узбекистана теснейшим образом связано с представлениями о связи Тянь-Шаня с Уралом. Мы подчеркиваем это, так как истинное значение выявляемых рудопроявлений наиболее отчетливо вырисовывается на фоне региональных построений, разрабатываемых все возрастающим кругом исследователей. Первая схема, иллюстрирующая характер этой связи, опубликована нами (Гарьковец, 1964). Согласно этой схеме, металлогеническое единство Урало-Тяньшанского складчатого пояса обосновывается существованием общих для обоих районов петролого-металлогенических комплексов, образующих зоны, расположенные симметрично. Видимое различие металлогенического облика Урала и восточных частей Тянь-Шаня не противоречит представлению о единстве герцинид Урало-Тяньшанского пояса. Это объясняется, по нашему мнению, тем, что различные стадии палеозойского цикла геосинклинали от Урала через Приаралье до Тянь-Шаня проявились в пределах пояса неравномерно. Так, металлогенический облик Урала определяется широким развитием магматизма ранней стадии развития геосинклинали. На территории Узбекистана к этому этапу можно отнести проявления базитов, ультрабазитов, сопровождающихся хромитовым, платиновым, титановым и другими типами оруденения. Магматизм и металлогения, свойственные средней стадии развития подвижного пояса с его характерной золотой и редкометальной минерализацией, развиты как на Урале, так и в Средней Азии, но центр тяжести проявления металлогении этой стадии приходится на Западный Узбекистан. Эндогенные проявления поздней стадии геосинклинального развития (флюорит, барит, сурьма, ртуть и др.) более всего характерны для Восточного Узбекистана и сопредельных районов Таджикистана и Киргизии.

Последующими работами автора выделены сквозные Урало-Тяньшанские структурно-металлогенические зоны. При этом Тюменско-Нарынская и Кустанайско-Кураминская прослеживаются в Срединном Тянь-Шане, а Денисовско-Карачатырская, Зауральско-Букантауская, Иргиз-Тамды-Надирская, Мугоджаро-Алайская — в Южном. Сопоставляются также Магнитогорская (Урал) и Гиссарская (Тянь-Шань) зоны (рис. 106). Наибольший интерес представляют Кустанайско-Кураминская, Зауральско-Букантауская и Мугоджаро-Алайская металлогенические зоны (Гарьковец, 1967).

В пределах обнаженной, тяньшанской, части Кустанайско-Кураминская зона (Кураминская подзона Тянь-Шаня) характеризуется интенсивным проявлением вулкано-плутонической деятельности среднего кар-

бона — триаса, широким распространением месторождений золота, образующихся в условиях приповерхностных и переходных глубин.

Приповерхностные месторождения представлены кварцевыми, кварц-серицитовыми, кварц-карбонат-адуляровыми жилами и зонами прожилкового или метасоматического окварцевания со значительным или ничтожным количеством сульфидов (пирит, тетраэдрит, галенит, халькопирит, сфалерит, висмутин). Теллуриды в некоторых рудных полях распространены широко при относительно повышенном их содержании. Рудные тела — секущие, трещинного типа или согласно залегающие (типа межформационных срывов) — преимущественно сложны по строению и сравнительно невелики по протяжению и мощности. Для них характерно неравномерное распределение золота, зависящее от изменяющихся структурных условий, определяющих линзовидный, столбовой или струйчатый характер распределения повышенных концентраций золота. В изменении вмещающих пород наблюдаются зональные переходы от кварцевых и кварц-серицитовых пород к серицитизированным, а далее к альбит-кальцит-хлоритовой и альбит-эпидот-хлоритовой фациям пропилитизации.

Структурами, контролирующими размещение месторождений этого типа, являются кальдеры проседания, по В. А. Арапову, или грабен-синклинальные прогибы, по А. С. Аделунгу, выполненные эффузивными образованиями и породами субвулканических и жерловых фаций преимущественно липарит-андезито-дацитового состава. Особо благоприятны площади с проявлением интравулканической тектоники, фиксированной субвулканическими телами, межформационными несогласиями и синвулканическими разломами, движения по которым многократно возобновлялись. Эти разломы очень часто фиксируются на поверхности широким развитием интенсивной гидротермальной проработки.

Мы пока не располагаем достаточными сведениями о глубине распространения промышленного оруденения месторождений описываемой группы, хотя некоторые данные свидетельствуют о том, что она может оцениваться по крайней мере в первые сотни метров и для каждого конкретного случая индивидуальна. Данный показатель имеет существенное значение для оценки перспектив оруденения, поэтому он должен быть уточнен на основе выявления корелляционных зависимостей изменчивости минерализации по вертикали.

Описываемый жильный тип оруденения — наиболее распространенный в Кураминской металлогенической подзоне. Он требует особого внимания. До сих пор мы имели дело лишь с объектами, обнаруживаемыми по следам древних выработок, т. е. с месторождениями, проявлявшимися непосредственно на поверхности и обладающими высоким содержанием металла. Учитывая сильную задернованность района и широкое развитие магматизма, с которым связывается оруденение рассматриваемого типа, можно рассчитывать на выявление большого числа новых месторождений, прикрытых наносами (Гарьковец, 1961, 1966) и поэтому недоступных древним рудокопам. Приблизительное представление о количестве еще не открытых месторождений этого типа может сложиться при рассмотрении соотношений обнаженных и перекрытых наносами перспективных площадей района, охарактеризованных в соответствующих главах монографии.

Пристального изучения и поисков заслуживают месторождения, представленные зонами минерализации и штокверками. Последние, как известно, характеризуются значительными размерами, но более низкими содержаниями золота и потому не привлекали внимания древних рудокопов. При современном уровне техники они имеют первостепенное зна-

чение. К этому типу, в частности, могут относиться межформационные и межпластовые рудные зоны.

Наблюдая кольцевое размещение золоторудной минерализации вокруг поля алунитизированных эффузивов в районе Гушсайского рудного поля, В. Г. Гарьковец, Н. Б. Вольфсон и А. Г. Хваловский пришли к выводу о возможной взаимосвязи процессов выщелачивания вблизи субвулкана и отложения полезного груза в периферических зонах. Ввиду того, что в Кураминской подзоне широко развита алунитизация, необходимы дальнейшие исследования по выяснению соотношения алунитообразования и формирования золоторудных месторождений. Важное место при изучении золотого оруденения весьма перспективной территории Узбекистана — Кураминского хребта должно принадлежать научному анализу получаемых материалов и совершенствованию методов поисков.

Перспективными на локализацию золотого оруденения, связанного с проявлением вулкано-плутонической деятельности среднего карбона в пределах Кураминского хребта, являются также более древние комплексы, перекрываемые вулканогенными образованиями нижнего и среднего карбона. Месторождения золота могут быть связаны с проникновением рудных растворов по оживленным в период рудообразования магмоподводящим каналам.

Большой интерес представляет золотое оруденение переходных глубин (Алмалыкское рудное поле). Оно размещается главным образом в сиенито-диоритах и кварцевых порфирах (D_1), а также в гранодиорит-порфирах, возраст которых исследователями определяется от C_2 до P. Жильное оруденение локализуется в трещинах скалывания и зонах дробления, сопровождаемых оперяющими трещинами. Кварцевые жилы содержат кальцит, а из рудных главными минералами являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, самородное золото и теллуриды. В Алмалыкском районе золото сопровождает также медно-порфировые руды, образуя парагенетические ассоциации, в составе которых из рудных минералов характерны пирит, халькопирит, молибденит, самородное золото; из нерудных — кварц, ангидрит, кальцит, цеолиты. Глубина формирования руд в этом месторождении составляет 1—2 *км* от поверхности, а распространение на глубину, как это установлено бурением, не менее, чем 1,5 *км*.

По данным В. А. Арапова и др., многообразные интрузии габбро-монцонит-сиенит-диорит-гранодиоритового ряда, с которыми генетически связано оруденение, являются интрузивными аналогами описанных выше эффузивов и могут относиться к среднекарбоновому возрасту, что позволяет поставить вопрос об общности источников минерализации для обеих групп месторождений Кураминской зоны.

В этом плане перспектива золотоносности района еще более возрастет, так как вертикальный размах оруденений только в осадочно-вулканогенных образованиях надынтрузивной зоны может определяться в 1—1,5 *км*.

Проявления золоторудной минерализации в послекарбоновых комплексах рассматриваются некоторыми исследователями в качестве продуктов регенерации ранее отложенного рудного вещества, формировавшегося на более низких стратиграфических уровнях. Кроме того, имеются, по-видимому, проявления самостоятельного металлогенического этапа золотого оруденения послекарбонового возраста, в ряде случаев промышленного значения (Чадакское рудное поле). Из сказанного ясно, что рудопроявлениям в верхних частях стратиграфического разреза следует уделять самое серьезное внимание.

Западное продолжение Кураминской подзоны в пределах Узбекистана на большом расстоянии перекрыто мощным чехлом мезо-кайно-

зойских отложений, для которых должна быть выяснена возможность образования палеороссыпей в результате разрушения продолжающихся в этом направлении погребенных золотоносных формаций. В Кустанайской части рассматриваемой зоны золотое оруденение Кураминского типа пока не установлено, поэтому здесь необходимы соответствующие исследования.

Зауральско-Букантауская и Мугоджаро-Алайская зоны как в пределах Урала, так и в Тяньшанской системе имеют много общего. Обе зоны на всем протяжении характеризуются широким развитием варисских интрузий, прорывающих отложения протерозоя, нижнего и среднего палеозоя. Металлогенический облик Зауральско-Букантауской зоны определяется золоторедкометальной минерализацией, связанной с гранитными интрузиями.

Мугоджаро-Алайской зоне свойственно широкое развитие золотого и вольфрамового оруденения, также являющегося продуктом деятельности гранитных интрузий. При этом центр тяжести в развитии металлогении указанных типов, по имеющимся материалам, расположен в Тяньшанской части названных зон.

В пределах Уральского хребта для обеих зон характерно развитие интрузий биотитовых, роговообманково-биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Собственно гранитная субформация сопровождается пегматитовой, золотой и отчасти редкометальной минерализацией. Меньше, но все же значительно распространены здесь породы гранодиоритовой субформации, представленные гранитами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. С этой формацией связана золото-мышьяковая и вольфрамовая минерализация. Развита также аляскитовая субформация — лейкократовые, аплитовидные, аплито-пегматоидные и пегматиодные граниты.

Выявленные в настоящее время наиболее крупные и прогнозируемые золоторудные проявления и месторождения Южно-Тяньшанской складчатой системы, видимо, не случайно в подавляющем большинстве располагаются в пределах рассматриваемых зон. Это укрепляет теоретические предпосылки единства Урало-Тяньшанского складчатого пояса и уверенность в перспективности этих зон, устойчиво характеризующихся золотой минерализацией на протяжении тысяч километров. Обнаружение крупнейшего золоторудного месторождения в Кызылкумах, в пределах Мугоджаро-Алайской зоны, свидетельствует о том, что в Тяньшанской части этих зон наблюдается весьма высокая концентрация золотой минерализации. В соответствии с принятым в настоящей работе районированием и номенклатурой в состав Мугоджаро-Алайской зоны входит Нуратинско-Ферганский пояс И. Х. Хамрабаева, характеризующийся своеобразием минерализации, проявляющейся в Южно-Тамдынском и Нуратинском районах. В состав Зауральско-Букантауской зоны входит Алтынтауский пояс.

Ниже мы рассматриваем вопрос о возрасте золотого оруденения в пределах охарактеризованных зон и о продуцирующих его магматических комплексах. До последнего времени считалось, что месторождения района формировались только в среднем — верхнем карбоне. Однако И. Х. Хамрабаевым (1958), Ю. А. Лихачевым и В. С. Владимирским (1961) обнаружены и описаны гальки гидротермального кварца в базальных конгломератах нижнего девона Аристантау, что явилось основанием для постановки вопроса о важной роли каледонского тектогенеза наряду с герцинской складчатостью в развитии металлогении тяньшанских зон. Специальные исследования, поставленные по нашему заданию, подтверждают золотоносность кварцевой гальки конгломератов и высказанное нами предположение о возможной принадлежности части золоторудной минерализации к додевонскому возрасту. С по-

зиций разновозрастности золотого оруденения можно также объяснить отмеченное Л. З. Палеем несоответствие в размещении среднетемпературных месторождений типа Мурунтау в низах стратиграфического разреза, а скарново-золоторудных — в отложениях карбона. Эти и некоторые другие данные перекликаются с представлениями уральских геологов о разновозрастности золотой минерализации уральской части описываемых зон и о ведущей роли среднепалеозойского магматизма в формировании некоторых важнейших золоторудных месторождений Урала.

И. Д. Соболев (1963) считает, что в составе разновозрастных комплексов гранитов Урала, и в частности Мугоджар, гранитоиды среднего палеозоя преимущественно относятся к кислым дифференциатам габброидной магмы. Плагиоклазовые граниты (плагиограниты, плагиоклазовые гранодиориты, кварцевые диориты) этого возраста образуют обособленные интрузивные тела (Кочкарский район) или размещаются вместе с калиевыми гранитами герцинского возраста. С плагиоклазовыми гранитоидами в пределах Урала установлена пространственная и, вероятно, генетическая связь золото-мышьякового и вольфрамового (шеелит) оруденения, висмута, серебра, меди и других металлов.

В пределах Южно-Тяньшанской складчатой системы потенциальная рудоносность додевонского вулканизма наиболее отчетливо выявлена в районе Северного Тамдытау. Здесь известны субвулканические тела плагиофиров, залегающих в виде маломощных пиритсодержащих даек, перекрываемых известняками нижнего девона и содержащихся в виде ксенолитов в основных и ультраосновных породах, датируемых раннесреднекаменноугольным временем. Для плагиофиров Северного Тамдытау характерна повышенная золотоносность — 0,03 *г/т*.

Интересно, что в рудном поле Мурунтау также отмечены дайки плагиофиров, по петрографическому облику сходные с аналогичными породами Северного Тамдытау и также содержащие повышенное количество золота. Кроме того, геофизическими исследованиями на Мурунтауском рудном поле установлена магнитная аномалия, интерпретирующаяся как интрузивное тело гранитоидов, расположенных на глубине 1,5—2 *км*. Это расширяет перспективы выявления золоторудных месторождений в областях распространения вулканогенных формаций, додевонского возраста, в частности в Иргиз-Тамдынской зоне с известными, но еще слабо изученными рудопроявлениями и новыми находками золотого оруденения в Султан-Уиздаге (Палей и др., 1966). Если плагиофиры Мурунтау рассматривать как проявления жильных фаций скрытого на глубине продуцирующего гранитного интрузива габброидной[1] формации, то вопрос об интрузивном магматизме и металлогении додевонского возраста для Тянь-Шаня приобретает важнейшее значение.

В настоящее время проблема расчленения гранитоидных пород, связанных с развитием габброидной и гранитной магмы, детально изучается в Министерстве геологии УзССР, ИГГ АН УзССР, САИГИМСе и ВСЕГЕИ. Коренные вопросы доверхнепалеозойского магматизма и геологии в целом для Южного Тянь-Шаня должны решаться в плане широких региональных сопоставлений с Уралом, вскрытым, видимо, на большую глубину. Изучение формаций, накопление новых данных по возрасту базит-ультрабазитовых образований и гранитоидов, анализ структурных условий размещения разновозрастных продуктов магматической деятельности должны занимать ведущее место в разрешении этой проблемы. При положительном ее решении поисковые работы

[1] И. Х. Хамрабаев считает, что такого допущения, так же как для предположения А. А. Кустарниковой (гл.II, часть II), в районе Мурунтау еще нет достаточных оснований.

можно будет ориентировать с учетом существования разновозрастных и разнотипных месторождений золота при двухъярусном их размещении.

Переходя к вопросам прогнозирования размещения золоторудной минерализации в Западном Узбекистане, отметим, что наши прогнозы базируются на комплексной геолого-геофизико-геохимической интерпретации материалов. Этим методом мы начали впервые пользоваться в Алмалыкском районе для картирования рудоконтролирующих интрузий; при этом были выявлены месторождения меди (Вольфсон, Гарьковец, Хваловский 1961, 1964). Установлено, что магнитометрией надежно картируются рудоконтролирующие гранитоидные интрузии, а над связанными с ними рудопроявлениями формируются ореолы рассеяния индикаторной минерализации, улавливаемые металлометрической съемкой.

В условиях Западного Узбекистана продуктивными на золото, как указывалось выше, часто являются интрузии гранодиоритов и диоритов (И. Х. Хамрабаев, 1958), картируемых магнитометрией, а индикаторной минерализацией — мышьяк, серебро, свинец, цинк, молибден и другие элементы. Комплексная интерпретация указанных материалов с учетом преимущественного размещения гранитоидов в ядрах антиклинальных складок показала, что при общем северо-западном простирании структур, контролирующих размещение этих интрузий через определенные интервалы, отмечается изменение направления последних на широтное. К участкам таких широтных структур и приурочиваются указанные продуктивные интрузии, а также сопровождающая их специфическая на золото индикаторная минерализация. Достоверность метода подтверждена на ряде частично эродированных интрузивов Нуратинских гор и служила основанием для практического использования метода другими исследователями Западного Узбекистана.

Таким образом, в пределах Южно-Тяньшанской складчатой системы выделено значительное количество прогнозно-перспективных площадей. На некоторых из них уже производятся поисково-разведочные работы.

Одновременно с нами к выводу о приуроченности золотого оруденения к участкам изменения простирания трещинных структур в широтном направлении пришла группа геологов, возглавляемая Л. З. Палеем. При этом площади, прогнозируемые обоими указанными методами, в большинстве случаев совпали. В целом в Западном Узбекистане подготовлен значительный фонд площадей для проведения поисково-разведочных работ на золото. Имеющимися, по существу начальными, обоснованиями перспектив золотоносности района нельзя ограничиваться. Самое пристальное внимание следует уделить выявлению промышленных типов золотого оруденения, еще неизвестных в Тянь-Шане, но занимающих видное место среди месторождений золота Урала, таких, например, как минерализационные зоны лиственитизации или золотоносные дайки с системами высокозолотоносных лестничных жил. В золотоносной провинции большое внимание следует уделять комплексному изучению месторождений других полезных ископаемых, с учетом возможности выявления в них золота в качестве важного сопутствующего элемента. С этой точки зрения небходима переоценка некоторых разведанных, а также эксплуатируемых месторождений.

В ближайшем будущем большое значение должны приобрести работы, в результате которых будет дана дифференциация прогнозно-перспективных объектов по ожидаемым масштабам орудения и в соответствии с этим предложены научно обоснованные рекомендации по воп-

росу последовательности их ввода в разведку. Выполнение этой задачи позволит значительно расширить поисковые работы и сопровождать их значительными объемами бурения на начальном этапе исследований (Гарьковец, 1966).

Приведенная выше характеристика перспектив золотоносности Узбекистана отражает общую картину потенциальных возможностей территории республики по золоту. Она не дает представления о прогнозных запасах металла и служит лишь для обоснования капиталовложений на проведение поисково-разведочных работ. Другая прогнозная оценка перспектив с определением количества запасов может быть названа промышленной. Она должна основываться на анализе специфики промышленных свойств месторождений различных генетических и структурных типов. Для этого необходимо детализировать работы по структурно-металлогеническому районированию всей территории Узбекистана и оценке перспектив выявления золоторудных месторождений в пределах каждой из перспективных зон; продолжить изучение рудных формаций и генетических типов золоторудных месторождений, а также оценить промышленную значимость каждого типа; выяснить общие закономерности локализации золоторудных полей и месторождений в зависимости от крупных структурных элементов, стратиграфо-литологических особенностей пород, магматизма, метаморфических преобразований пород, глубинного строения территории и других геологических факторов. При выполнении специальных работ на золото должны получить соответствующую геологическую характеристику и оценку другие полезные ископаемые.

Россыпи

Изучение россыпей Узбекистана и Средней Азии в целом связано со старательской добычей металла, производившейся в течение 20 лет в долинах Чаткала и Нуратинских гор. Деятельность старателей, к сожалению, не была подкреплена открытием перспективных объектов, обеспечивающих возможность организации государственных предприятий. Геологические работы, не получив достаточного развития, замерли вместе с прекращением старательской добычи, несколько стимулировавшей ведение разведки.

Важная причина геологических неудач первого этапа исследований — слабая техническая оснащенность геологоразведочных организаций. В связи с этим поисково-разведочные работы были направлены главным образом на изучение россыпей верхнечетвертичного возраста горных площадей, по условиям образования не являющихся лучшими для формирования крупных месторождений. Малая результативность прошлого периода не отражает перспектив золотоносности четвертичных отложений и характеризует лишь крайнюю недостаточность исследований.

Широкое распространение на территории республики золоторудной минерализации, которую можно рассматривать как источник для формирования россыпей, — убедительное свидетельство перспектив территории на возможность выявления новых золотоносных россыпей, в том числе и крупных. Исследования в области закономерностей формирования, размещения и преобразования месторождений, новые методы геологических, геофизических, геохимических исследований, а также мощные технические средства являются реальными предпосылками положительного решения проблемы золотоносных россыпей республики. Более того, на основании палеогеографических исследований, проведенных в Министерстве геологии УзССР специально для

прогнозирования полезных ископаемых в осадочных толщах, можно сделать вывод о возможном открытии россыпного золота также в дочетвертичных образованиях. Первые опыты применения метода привели к выявлению видимого россыпного золота в осадках верхнего мела. Е. А. Кочневым, В. И. Троицким и др. выделены эпохи, благоприятные для россыпеобразования, и прогнозно-перспективные площади. К ним относятся прибрежно-морские отложения девона тюлкубашской и терской свит Чаткала, машрапской свиты Кураминских гор, джедалинской свиты Туркестанского хребта; базальные конгломераты, песчаники и алевролиты турнейского века зойской, вахшиварской, сагдорской и алачапанской свит Гиссарского хребта; актерекская, джилгинская, учбулакская и достарская свиты Ферганы, там, где они представлены прибрежно-морскими фациями среднего карбона. Наиболее перспективными считаются базальные слои нижней юры Южной части Восточной Ферганы и Алайской долины, базальные горизонты вблизи областей сноса Гиссарского хребта и Кызылкумов и особенно аллювиальные и пролювиальные россыпи юры и нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта, северной и южной частей Ферганской и Зарафшанской впадин. Для последних районов, а также для подножий Зирабулак-Зиаэтдинских и межгорных впадин Чаткало-Кураминских гор перспективны прибрежно-морские осадки, представленные отложениями речных дельт нижнего мела.

Из сказанного видно, что на территории Узбекистана имеются большие возможности для выявления разновозрастных россыпей. В то же время ясно, что от начальной стадии исследований до выявления палеороссыпей на территории республики, более чем на 95 % сложенной осадочными комплексами, еще предстоит пройти путь совершенствования самого метода палеогеографических поисков и накопления геологических материалов. Впрочем, реализация этой задачи может привести к неожиданно быстрому выявлению и других полезных ископаемых. В этой связи уместно сослаться на напоминание В. И. Попова о том, что запасы важнейших полезных ископаемых мира сосредоточены в осадочных формациях.

Если даже учесть, что выявление на территории республики ископаемых золотоносных россыпей лишь предполагается, то реальность открытия промышленных россыпей четвертичного периода не вызывает сомнений. Уверенность в этом создается благодаря не только широкому распространению эндогенного оруденения как источника россыпей, или благоприятным геологическим условиям, но и уже выявленным перспективным объектам, и находящимся в настоящее время в разведке, а также объектам, готовым для организации добычи золота. Это свидетельствует о том, что при развитии геологических работ россыпные месторождения займут соответствующее место в расширении минерально-сырьевой базы создающейся в республике золотодыбывающей промышленности.

Разносторонний анализ материалов, выполненный Л. З. Палеем с учетом истории развития неотектонических движений, климатических условий разных эпох, рельефообразования, физико-географических и геохимических обстановок разрушения пород, переноса и переотложения обломочного материала, позволил ему систематизировать поисковые признаки россыпей и сделать определенные заключения: наиболее благоприятные условия для образования долинных россыпей золота существовали при формировании среднечетвертичного осадочного комплекса низкогорных областей; в верхнечетвертичный и современный периоды создаются русловые и террасовые россыпи в зоне равнинных и

отчасти низкогорных областей, преимущественно в результате переотложения материала более древних россыпей.

В отличие от обстановки, существующей для коренных месторождений золота, характеризующейся и наличием крупных объектов и большим количеством прогнозно-перспективных площадей, для россыпей еще неизбежна стадия накопления материалов в целях пополнения общих сведений и выяснения промышленной сущности распространенных типов оруденения в различных геологических позициях. Все это означает необходимость проведения широких планомерных исследований на россыпи с составлением геоморфологических карт, а также карт россыпей и предварительной разведки наиболее перспективных типов россыпей в Нуратинских горах и в бассейнах рек Чирчик, Чаткал и Пскем. Кроме того, на россыпях, подготовленных для разведки еще 20 лет тому назад (Каттаич, Темиркабук и др.), необходимо выяснить условия их формирования, произвести промышленную оценку для выявления более крупных объектов. Требуются планомерные исследования на территории всей республики.

Материалы, приведенные в монографии, свидетельствуют о широких возможностях выявления новых, в том числе крупных, месторождений золота для развивающейся золотодобывающей промышленности Узбекистана и о некоторых насущных вопросах геологии, подлежащих освещению в целях успешного разрешения задачи, поставленной перед геологами республики.

Имеются все основания утверждать, что при осуществлении полного комплекса намеченных исследований, особенно при высоком уровне поисковых работ, геологи Узбекистана в содружестве с организациями и специалистами всей страны с честью решат задачу, поставленную XXIII съездом КПСС.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Роль ассимиляции и гибридизма в концентрации металлов в постмагматических растворах, ДАН УзССР, 1949, № 3.

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, М., Госгеолтехиздат, 1954.

Абдуллаев Х. М. Некоторые вопросы классификации структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых (докл. на II Всесоюзн. объед. сессии по закономерностям размещения пол. ископаемых и прогнозным картам), Киев, Изд-во АН УзССР, 1960.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и связанные с ним металлогенические процессы в Средней Азии, В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых» М., Изд-во АН СССР, 1960.

Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич А. С., Горьковой О. П., Калабина М. Г., Малахов А. А., Мацокина Т. М., Мирходжаев И. М., Раджабов Ф. Ш. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых, В кн. «Методика составления металлогенических карт», Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.

Абдуллаев Х. М., Исамухамедов И. М., Хамрабаев И. Х. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Западного Узбекистана, Сб. посвящ. акад. Д. С. Белянкину, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1953.

Абдуллаев Х. М., Хамрабаев И. Х. Некоторые особенности постмагматизма в Западном Узбекистане, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. VIII, Ташкент, 1955.

Аделунг А. С. Тектоническая карта восточной и центральной частей Средней Азии, В сб. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.

Айзенштат И. А., Вольфсон Н. Б., Денисов С. А., Мусин Р. А. О генетической связи медно-молибденового оруденения Алмалыкского района с интрузиями и ее значение для поисков медных руд, «Узб. геол. ж.», 1960, № 3.

Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта, «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.

Арапов В. А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань), Вулканические и вулкано-плутонические формации, Тр. II Всес. вулкан. совещ., т. II, М., Изд-во «Наука», 1966.

Аренс Л, Х.. Крокет И. Х. Геохимическое исследование редких элементов южноафриканских минералов и пород, М., 1952.

Арипова Х., Приходько П. Л. Определение золота в растениях и в почвах при биогеохимических исследованиях, «Узб. геол. ж.», 1965, № 4.

Арипова Х., Талипов Р. Особенности концентрации золота в почвах и растениях южной части Тамдынских гор, «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.

Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Принципы составления карт структурных ярусов (на примере герцинского Тянь-Шаня), методика составления металлогенических карт, Ташкент, Изд-во «Наука», 1961.

Баймухамедов Х. Н. Субвулканические дайки Зирабулак-Зиаэтдинских гор и их отношение к золоторудной минерализации района, «Узб. геол. ж.», 1960, № 2.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах, Изд-во АН СССР, 1957.
Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г. *Новые представления о структуре и условиях* размещения эндогенной минерализации в Западном Узбекистане в свете геофизических исследований, «Узб. геол.ж.», 1963, № 4.
Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. Опыт применения геофизических методов при решении некоторых вопросов глубинного геологического картирования в Алмалыкском рудном районе, «Сов. геология», 1961, № 1.
Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. О комплексном использовании геофизических методов при поисках коренных месторождений золота в горных районах Узбекистана, «Сов. геология», 1963, № 10.
Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. Опыт использования геофизических методов при геологическом обосновании поисков медно-порфировых руд в Алмалыкском рудном районе, «Сов. геология», 1964, № 2.
Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня, Тр. ВАГТ, вып. 4, М., Госгеолиздат, 1958.
Воронич Т. М. К вопросу о взаимоотношениях скарновой и рудной минерализации на некоторых скарново-рудных месторождениях Западного Узбекистана и Чаткало-Кураминского региона, «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
Воронич Т. М., Петров В. М. Схема металлогенического районирования Чаткало-Кураминской горной системы, В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом, Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР, вып. 4, Ташкент, 1964.
Гарьковец В. Г. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом, «Сов. геология», 1964, № 11.
Гарьковец В. Г. О поисках приповерхностных рудных месторождений, «Разведка и охрана недр», 1966, № 12.
Гарьковец В. Г. К вопросу разработки методик поисков скрытого оруденения в Алмалыке, Ученые записки САИГИМСа, вып. 5, 1961.
Гарьковец В. Г. *Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом, Вопросы* структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана, «Советская геология», 1967, № 11.
Головин Е. М. Результаты определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Средней Азии и опыт их возрастной корреляции, Тезисы докл. I Среднеаз. регион. петрограф. совещания, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Григорьев А. И. О возможности использования геохимических методов при поисках золоторудных месторождений, В сб. «Геол. произв. инф. Бурятского геол. управления», 1959, № 1.
Иванов И. Б., Лаверов Н. П., Беликов Б. П. Об абсолют. возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», сер. геологич., 1964, № 10.
Исамухамедов И. М. Петрология Нуратинского батолита, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира, «Сов. геология», 1959, № 8.
Кустарникова А. А., Рахматуллаев Х. Р. О роли палеовулканизма в золоторудной минерализации Кызылкумов, ДАН УзССР, 1967, № 2.
Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. Особенности развития складчатой структуры в палеозойском фундаменте Кызылкумов, Проблемы газонефтеносности Ср. Азии, вып. 2, М., Госгеолтехиздат, 1961.
Лобанов Е. М., Хатамов Ш., Талипов Р. М. Эффективность применения нейтронно-активационного анализа при биогеохимических поисках золоторудных месторождений (на примере Центр. Кызылкумов), «Узб. геол. ж.», 1966, № 6.
Малахов А. А. К классификации структурно-металлогенических объектов мезокайнозойской складчатости, «Узб. геол. ж.», 1960, № 6.
Малахов А. А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Михайлова Ю. В. Сравнительная геохимическая характеристика сульфидных рудопроявлений Чакчарских и Яккобагских гор (Южный Узбекистан), Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1966.

Наливкин Д. В. Геология СССР, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры, «Изв. АН СССР», серия геол., 1933, № 2.
Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии, Решения совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем для Ср. Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
Палей Л. З., Борозенец Н. И., Муромцев А. В., Виноградов О. А., Усманов М. У. Новый тип минерализации в Султан-Уиз-Даге и его металлогеническое значение, «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Ташкент, Изд. Ком. наук УзССР, 1938.
Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов, Тр. Главн. упр. геологии и охраны недр при СМ УзССР, вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1963.
Рахматуллаев Х. Р. Низкотемпературные постмагматические формации Центральных Кызылкумов (горы Букантау, Кокпатас и др.) и их рудоносность, Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1961.
Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы, Изд-во ЛГУ, 1960.
Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования рудных месторождений, Записки ВМО, 1947, № 1.
Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей, В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала, В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», 1963.
Талипов Р. М. Биогеохимические поиски полиметаллических и медных месторождений в условиях Узбекистана, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1966.
Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений, Томск, 1931.
Фосс Г. В. Золото, М., Госгеолтехиздат,1963.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Хамрабаев И. Х., Рахматуллаев Х. Р., Касымов А. К., Арипова Х. К золотоносности южной части Тамдытау, «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
Хамрабаев И. Х., Талипов Р. Некоторые результаты биогеохимических (геоботанических) исследований в Зап. Узбекистане, «Узб. геол. ж.», 1966, № 5.
Хамрабаев И. Х., Храмышкин П. В., Рахматуллаев Х. Р., Рузматов С. Р. Геолого-геохимическое сопоставление колчеданных проявлений Центральных Кызылкумов с некоторыми Южно-Уральскими колчеданными месторождениями, «Узб. геол. ж.», 1964, № 4.
Храмышкин П. В. Опыт применения геохимических методов при поисках месторождений золота и ртути в Узбекистане, Бюлл. НТИ, 1962, № 1 (35).
Чернышева Р. И. Распределение химических элементов в природных водах бассейна р. Ангрен, Информ. сб. № 56, Мат-лы по регионал. и поисков. гидрогеологии, Л., 1962.
Щербаков Ю. Г. Генетические черты золоторудных месторождений в горном Алтае, В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири», Новосибирск, 1965.
Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота, «Геохимия», 1964, № 6.
Guimaraes D. Mineral deposites of Magmatic Origin., Ec. Geol., vol. 42, 1947, № 8.
Sullivan C. I. Ore and Gramtisation, Ec. Geol., vol. 43, 1948, № 6.

THE GOLD ORE FORMATIONS AND MAJOR PECULARITIES OF METALLOGENY OF GOLD IN UZBEKISTAN

Abstract

Central Asia, in particular, Uzbekistan (early known as Maverannahr and Turkestan) were known in ancient times as countries rich in gold. However systematic study of gold-bearing deposits as well as geology in general became only during the years of Soviet Power, especially after 1920-25 and reached its development after 1940. Uzbekistan turned in one of the gold-bearing base of the Soviet Union due to the investigation of last ten years. The present work gives for the first time a complete description of gold-bearing types of formations and gold-fields of Uzbekistan (Part I) and consideration of the metallogeny of gold in the Republic (Part II).

In the Part I of the work in the result of study and generalization of facts observed in nature the following conclusions are given:

1. The gold-bearing formations of Uzbekistan are systematized according to the principle depth facies of magmatic formations, levels of mineralization's localization and community of origin of ore formations uniting into families. The last may consist of groups of ore formations of various mineral and chemical composition. Endogenic families of related ore formations are supposed to be related geneticaly and parageneticaly to magmatic source. Three levels of depth's formation of deposits and three facies of magmatic formations are adopted near-surface (to 1,7 km), hypabyssal (1,7 to 5—6 km) and abyssal one (more 5 km).

2. Four families of related ore formations are distinguished on the territory of Uzbekistan. The family of the quartz-(tellurium-antimony)-gold subvolcanic formations-{Q-(Te-Sb)-Au} is located in the nearsurface diapason of depths relating the quartz-polysulphide-gold formation with tellurides and fahl ores-[Q-(tel)-sfd-Au], the pyrite-gold with tellurides-[(tel)-Py-Au], the quartz-pyrite-electrum-[Q-Py-El] and adular-carbonate-quartz-electrum-[Adl, Carb, Q-El] formations. In diapason of transitional depths — the family of the sericite-quartz-copper formations with gold and molybdenum-{Ser-Q-(Mo, Au)-Cu}, including the quartz-pyrite-gold formation-[Q-Py-Au]. In diapason of hypabyssal depths two families are localized-the skarn-copper gold-{Sk-Cu-Au} with two formations-the skarn-chalcopyrite-gold-[Sk-Chl-Au], and the quartzchalcopyrite-gold-[Q-As-Au] and the family of the quartz-arsenic-gold formations with silver and antimony-{Q-(Ag, Sb)-As-Au}, comprising five gold-ore formations: the quartz-gold formation-[Q-Au], the quartz-pyrite-arsenopyrite-gold-[Q-Py-As-Au], the quartz-pyrite-gold-[Q-Py-Au], the guatrz arseno-

pyrite-pyrite-electrum-[Q-As,-Pz-El], and the quartz-antimonite one with silver-[Q-(Ag)-Ant].

A brief geological, structural, and mineralogo-geochemical characteristic of the outlined formations is given. Criteria of abyssal localization of families of related goldferous formations and 6 criteria of depth facies of rocks of granitoid series are given.

3. Each of distinguished goldferous formations is accompanied by description of concrete ore-field, its geological position and the structural position of ore-field and mineralization. Mineralogo-geochemical peculiarities, the schemes of order mineralization of principal minerals, their compositions, and fineness of gold are given. In all, nine gold-fields have been characterized.

4. Comparative mineralogo-geochemical analysis of the endogenic goldferous formations is given as a result of what some conformities with a law of minerals' location and their chemical admixture have been established, depending on levels of deep formation of mineralization.

5. Peculiarities of the endogenic processes and geochemistry of the zone of oxidation of the gold-bearing deposits and ore manifestations and their mineralogy are described for Uzbekistan for the first time. Different compositions of zones of hypergenesis are established for the families of ore formations which were formed at different levels of depth. Hypergene paragenetic associations of gold, hypergene gold and new for Uzbekistan (todorokite, francolite) and for the USSR (chalcophanite, cannellite, ceruleolactite) minerals of the zones of oxidation of these deposits are described.

6. Genetic systematism and the conditions of formation of the gold-bearing placers and their mineralogical composition are given.

In Part II of this monography on the basis of available materials the following generalizations are given:

1. In Uzbekistan the endogenic gold-bearing manifestations were formed during four metallogenic epochs: a) Pre-Devonian period (O-S), presumably in connection with silurian volcanic complexes (Kyzyl-Kumy, West Uzbekistan); b) Middle Carboniferous period (C_2) in connection with Middle Carboniferous magmatic complex in association with subvolcanic bodies (the Kurama metallogenic subzone, East and North-East Uzbekistan); c) Upper Carboniferous period-Lower Permian (C_3-P_1) in connection with batholitic granitoid intrusives (West Uzbekistan) and d) Permotriassic (P_2-T_1) in connection with acid volcano-plutonic complex (The Kurama metallogenic subzone, and probably the South-West part of the Hissar Range (South Uzbekistan). Middle Carboniferous and Upper-Carboniferous-Lower Permian periods were more productive in Uzbekistan in respect of gold.

Tectonic and metallogenic demarkation into districts was done depending on peculiarities of geological structure and distribution of magmatism of cited above periods.

The structure-formational zones and belts which are characterized by different families of the gold-bearing formations are distinguished structurally. The whole territory of Uzbekistan is divided into three metallogenic zones and subzones — the Chatkal-Kurama zone with subzones-Chatkalskaia and Kuraminskaia.

The ore belts and regions are distinguished in zones and subzones and in the latter — ore knots (nodes) and ore zones.

3. The magmatic, structural, geochemical and geomorphological (for placer) factors of formation and location of ore formations are considered.

4. Evidence is given about (geophysical, litologogeochemical, biogeochemical, hydrogeochemical) methods of search for discovered gold-bearing bodies.

At the end of the work general considerations are given about perspectives of some types of gold-bearing formations and valuation of regions, according to their real and possible distribution.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Названия минералов

Адл.— адуляр,
Ант — антимонит,
Ап — арсенопирит,
Био — биотит,
Бл. р.— блеклые руды,
Га — галенит,
Зол.— золото,
Ка — кальцит,
Кв — кварц,
Кшп — калиевый полевой шпат,
Пи — пирит,
Пс — пироксен,
Сер — серицит,
Срб — серебро,
Ту — турмалин,
Хп — халькопирит,
Эл.— электрум.

Группы минералов

карб — карбонаты,
сфд — сульфиды,
телл — теллуриды.

Минеральные ассоциации

ск — скарны.

Рудные формации [ ]

[Кв-(телл)-сфд-Зол] — кварц-полисульфидно-золоторудная с теллуридами,
[(телл)-Пи-Зол] — теллуридо-пирит-золоторудная,
[Кв-Пи-Эл] — кварц-пирит-золоторудная (электрум),
[Адл,-карб,-Кв-Эл] — адуляр-карбонат-кварц-золоторудная (электрум),
[ск-Хп-Зол] — скарново-халькопирит-золоторудная,
[Кв-Зол] — кварц-золоторудная,
[Кв-Пи-Ап-Зол] — кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная,
[(Кв)-Ап-Пи-Зол] — арсенопирит-пирит-золоторудная с кварцем,
[Кв-(Зол, Срб)-Ант] — кварц-золото-серебро-антимонитовая,
[Кв-Пи-Зол] — кварц-пирит-золоторудная,
[Кв-Хп-Зол] — кварц-халькопирит-золоторудная.

Семейства рудных формаций { }

{Сер-Кв-(Mo, Au)-Cu}— серицит-кварц-молибден-золото-медных,
{ск-Cu-Au} — скарново-медно-золотых,
{Кв-(Sb, Ag)-As-Au}— кварц-серебро-сурьма-мышьяково-золотых,
{Кв-(Te, Sb)-Au } — кварц-сурьма-теллур-серебро-золотых.
( ) — заключенные символы химических элементов или минералов внутри формул минеральных ассоциаций, рудных формаций и семейств родственных рудных формаций указывают на их подчиненное количественное значение,
(( )) — то же, очень подчиненное.

УКАЗАТЕЛЬ ИМЕН

Абдуллаев Х. М. 5, 18, 19, 25, 89, 94, 121, 206, 303, 304, 305, 308, 309, 313, 321, 337, 339
Абдуллаходжаев А. А. 241
Абдураимов М. А. 7
Абрамов Е. И. 19, 149, 177, 178
Абу Али ибн Сина 10, 14
Абу Дулаф 10, 11
Абу Исхак аль-Истахри 8
Аверин Ю. А. 18, 32, 46, 49, 84, 89, 90, 95, 96, 101—104, 119, 123, 124, 202
Агафонов А. П. 20
Аделунг А. С. 15, 48, 91, 121, 140, 29, 303, 305, 307, 310, 364
Айзенштат И. А. 26, 337
Айзенштат В. И. 19, 121, 329
Азина Г. З. 124, 123
Алехина З. В. 119, 132
Александров В. И. 20, 46, 89
Алексашечкин В. А. 197, 324
Альбов М. Н. 249
Аль Хорезмий 10
Анке М. А. 19
Андреев А. А. 12
Арапов В. А. 15, 20, 28, 29, 30—33, 81, 121, 303, 305, 306, 309, 310, 311, 312, 315, 321, 323, 324
Арапов Ю. А. 15, 33, 322, 364, 367
Аренс Л. Х. 339
Арипова Х. 20, 356
Арипов Ф. А. 20
Аристова А. С. 140
Артемова З. П. 48, 324
Асанова А. П. 89
Аскаров Ф. А. 174, 197, 333.
Афанасьев Г. Д. 104
Ахмеджанов М. А. 195, 121, 307, 320, 321, 329
Ачкасов Е. Б. 119
Бабаев Г. Л. 119, 263, 281
Бабичка Н. 355
Бадалов С. Т. 20, 32, 38, 24, 119, 127, 128, 130, 132, 131, 183, 188, 190, 229
Бадалова Р. П. 20, 26, 32, 37, 38, 87, 119, 128, 132, 140, 149, 177, 178, 180, 182, 222, 235—237, 250—258, 276, 277
Базиль В. Ф. 324
Байбеков Ф. С. 18, 20, 89, 119
Баймухамедов Х. Н. 27, 33, 35, 38, 134, 135, 140, 223, 318
Байшлаг Ф. 25
Баженов В. В. 32
Балкова В. А. 20
Бартольд В. В. 7 ,10, 12
Баскин Б. Л. 15
Баталов А. Б. 119

Батенев М. А. 119
Белоплотова О. В. 20, 80, 82
Беневени Г. Ф. 11
Безсмертная М. С. 76
Бендик А. Т. 149—151, 167, 168, 186, 189, 191, 338
Бенш Ф. Р. 278
Бернштейн П. С. 192
Бетехтин А. Г. 25, 26, 188, 250
Бегина В. А. 119
Билибин Ю. А. 29, 263
Биншток Т. И. 19
Бируни Абуррайхан 10, 14
Богданович Д. М. 15
Борозенц Н. И. 20
Боржинский А. П. 263
Бок И. И. 205
Бородин Ю. В. 20
Бондарчук В. Г. 16, 263, 272
Бородаевская М. Б. 25, 205
Бородаевский Н. И. 25, 28, 205
Борискин В. П. 238
Борисов О. М. 195, 281, 303, 305, 320
Брагин И. К. 32, 33, 45, 250, 305, 309, 311, 315, 321, 327
Брешников В. К. 15
Брагин К. А. 16, 18, 19, 32, 34, 45
Булгаков П. Г. 7
Бухарин А. К. 320, 321
Бушендоф Ф. 25
Валейшо С. О. 46, 47, 48, 49
Васильковский Н. П. 18, 29, 48, 83, 93, 95, 97, 119, 285, 309, 311
Ващилов Ю. А. 349
Вахромеев С. А. 25
Вебер В. Н. 12
Вендланд К. Н. 18
Вернадский В. И. 32, 238, 239
Вертенников Г. Г. 20
Великий А. С. 164
Возбранный В. Н. 196
Викторов В. Ф. 33, 119, 121, 329
Викторова И. В. 328
Винницкая М. М. 74, 75
Владимирский В. С. 368
Вольфсон Н. Б. 19, 20, 119, 122, 367, 370
Вольфсон Ф. И. 15, 164
Воронич В. Г. 329
Вячкина М. И. 20
Габелко А. Б. 15
Габалин В. Г. 15
Гаврилов А. М. 207, 208, 211, 250
Гамалеев И. Е. 340
Горбузов В. Ф. 18
Гарьковец В. Г. 18, 19, 149, 305, 315, 364, 365, 367, 370, 371
Гвоздицкий О. А. 15, 119
Герман-Русакова Д. Д. 249
Глейзер Л. М. 307, 328, 329
Голованов И. М., 33, 119, 128, 222, 250, 252, 254, 255
Горбунов Н. П. 14
Головин Е. М. 30, 104, 121, 326
Головлев Г. В. 140
Гольденберг Е. С. 354
Горев Г. В. 19, 140, 142, 149
Горева С. М. 177
Голощуков П. М. 46, 56
Гольдшмит Э. Х. 34, 45
Гончаров Л. В. 125, 126
Григорьев А. И. 355
Григорьев Д. И. 188
Грозин Б. А. 15, 16

Грязнов М. П. 8
Гудалин Г. Г. 15, 119
Гумарова И. Х. 140

Дабижа Н. И. 119
Давыдов Д. Н. 15, 16, 18, 272
Далимов Т. Н. 46, 121, 311
Данильянц А. Л. 15
Дегтярев Н. П. 18
Дегтярев О. М. 20
Денисов С. А. 187
Дернов Д. П. 16
Дорофеев Д. А. 168, 172, 197, 198, 200, 201, 204
Доменик П. Н. 18
Дэли Р. 157
Дюгаев Н. В. 15
Еникеева Л. Н. 51, 46
Еремеев А. С. 16, 18
Ермаков Н. П. 16
Ермоленко В. А. 15
Жариков В. А. 175, 67

Желюков А. И. 149, 151
Жемчужный 31

Заварицкий А. Н. 8, 157—158
Зайцев Е. Д. 84
Закиров Т. З. 38, 119, 134, 139
Заморина З. В. 236
Заревич И. П. 149—155, 177—187
Зарудный Н. А. 14
Зарембо Ю. Г. 149, 165, 167, 177, 178, 187
Захаревич В. А. 16
Зверев В. С. 19
Звягинцев 31
Зонов В. И. 151, 320
Зюсс Е. 25

Иванов Н. В. 15
Иванов Ю. А. 20
Иванов П. П. 11
Иванова Т. М. 16
Исамухамедов И. М. 313, 339, 349
Искандеров Э. 13
Истахри И. 8.

Кадысов Е. 355
Калабина М. Г. 34, 45
Каленов А. Д. 15, 18
Каждан А. Б. 97
Казвини Х. 8
Карпова Е. Д. 18, 97, 314, 317
Касавченко Г. В. 19, 149, 189
Касымов А. К. 13, 20, 119, 132, 237, 250, 251, 252, 254, 256, 258, 262
Катышев Н. Л. 324
Ким О. И. 151, 320
Киреев Е. Б. 8, 9
Кирсов В. И. 8
Клемперт С. Я. 204, 207, 208, 211, 250
Князев 70
Когай Н. А. 285
Козлов П. А. 16, 265
Козырев В. В. 339
Колмагорев Ю. А. 354
Коноваленко С. С. 286
Константинов Р. М. 26
Королев А. В. 16, 17, 26, 85, 119, 121, 122, 127, 163
Королева З. А. 20, 119, 127, 128
Королева Н. Н. 31, 70, 72, 73, 75, 77, 229, 235, 236,

Короткова Н. С. 16
Коржинский Д. С. 25
Коптев-Дворников В. С. 25, 341
Копылов Н. 18
Котляр В. Н. 25
Котляревский Л. М. 341
Кочнев Е. А. 20, 372
Кравченко Л. А. 15
Крейтер В. М. 15, 25, 249
Кремнев И. Г. 348
Крокет И. Х. 339
Крылов Н. И. 46, 20
Круш П. 25
Курбанов А. С. 20, 27, 134, 139, 140, 144, 147, 223
Курбалов П. Ф. 80
Кузнецов Ж. Н. 20. 121
Кузнецов В. А. 25
Кустарникова А. А. 46, 59, 189, 190, 159, 332, 335, 337, 340, 341
Кучукова М. С. 20, 119
Кушмурадов О. 337, 340, 341
Кушнарев И. П. 97, 113, 134
Лаптев В. В. 19
Лезин Ю. М. 19
Леонов Г. Б. 12
Линдгрен В. 25, 76, 111
Лименовский В. А. 20
Литвинский Б. А. 8
Лихачев Ю. А. 189, 195, 320, 321, 368
Лобанов Е. М. 339
Лебедь М. М. 20
Лузановский А. Г. 151
Лукьянов С. И. 19
Лунина Л. Г. 18, 91, 89
Лухтанова З. Д. 20
Ляшкевич Д. П. 18, 89
Маджи О. П. 46, 51, 80
Магакьян И. Г. 25, 26
Майков Ю. А. 196, 198
Малматин Г. И. 19, 20, 46, 80
Малахов А. А. 26, 32, 34, 37, 41, 44, 45, 68, 207, 250, 277, 305, 306, 309, 315, 317, 365, 321, 327
Малюга Д. П. 355, 358
Мальцев 47
Мансуров М. 46
Манучарьянц А. А. 19
Массон М. Е. 7, 8, 10, 119
Машковцев С. Ф. 15
Меркель В. Ф. 140
Маркова Э. А. 20, 31, 46, 57, 58, 68, 204, 207, 208, 211, 222, 229, 235—238, 250
Марков Л. И. 20
Марковский А. П. 16
Мартышев В. Р. 278
Мажикенов 6, 324
Мартынов В. В. 20, 46, 80, 89, 338
Мацокина Т. М. 306
Мещанинов Е. З. 33, 119, 123, 124, 126, 125, 128, 132
Мещанинова Г. С. 236
Мирбабаев М. Ю. 16, 272
Митрошина Н. Д. 149, 177
Михайлова Ю. В. 340, 341
Моисеева М. И. 20, 32, 33, 35, 38, 89, 100, 104, 214, 222, 228, 231, 235—238, 240, 250, 252, 256
Моисеенко В. Г. 186, 188
Монич В. К. 25
Москало Я. В. 20
Мордвинцев Ю. Н. 19
Мусин Р. А. 33, 119, 121, 222, 345
Муминов Ш. 340
Мустафин Д. В. 20, 46, 51

Мулухов А. Д. 134
Муромцев А. В. 30, 104
Мушкетов И. В. 11, 12, 14
Мухова Т. Т. 106
Мясников В. С. 15
Мястковский Т. И. 16
Наковник Н. И. 222
Назарова Н. И. 20
Налетова К. Ф. 18
Наследов Б. Н. 14, 15, 16
Наливкин Д. В. 303
Невский В. А. 97
Недзвецкий А. П. 324
Нестерова Н. П. 37, 38, 149, 177—183, 186, 235—237, 250
Ниггли П. 25, 39
Никитин Д. В. 15
Николаев А. В. 303
Николаева Л. Н. 180
Нуруллаев Х. 241
Обручев В. А. 14
Оботкова Г. С. 119, 128, 132
Овечкин В. В. 71, 196, 198, 199, 203, 204
Огнев В. Н. 303
Омельяненко Б. И. 67, 89, 175
Осипов Л. А. 15
Палей Л. З. 19, 20, 26, 38, 265, 268, 272, 277, 287, 290, 305, 318, 319, 397, 343, 369, 370, 372
Панкратьев П. В. 355
Перваго В. А. 19
Пережогин Г. А. 341
Петренко А. А. 18
Петров В. М. 305, 306, 307, 309, 315, 329
Петров Н. П. 13, 16
Петров Ю. М. 149
Петровская Н. В. 25, 111, 118, 144. 149, 177, 180, 183, 186, 192. 223, 250, 277
Подкопаев П. Н. 149, 151, 152, 330, 335, 337, 338
Попов В. И. 15, 17, 303, 308, 372
Попов А. 7
Попенко С. Н. 140
Потапов Ю. С. 89
Протасевич Л. Н. 149
Пругер Е. Б. 8, 9
Пуркин А. В. 249
Пятков К. К. 189, 195, 282, 303, 320, 321, 358
Раджабов Ф. Ш. 28, 29, 94, 121, 311
Радионова Г. Г. 25
Разумный В. П. 80
Раковский А. П. 16, 268
Рамазанов М. Р. 19
Рахимова Н. С. 241, 311
Рахматуллаев Х. Р. 13, 20, 149, 159, 161, 174, 175, 177, 178—179, 195, 204, 205, 207, 212, 222, 250, 305, 315, 318, 319, 321, 330, 332, 335, 337, 340, 357
Резвой Д. П. 281
Рихтгофен Ф. 25
Рожков И. С. 25, 26, 263
Романовский Г. Д. 11, 14
Романенко Д. Я. 65
Рубанов Д. А. 278
Рудаков Г. А. 46
Рузматов С. Р. 20, 128, 177, 206, 212, 130, 250
Румянцева З. С. 278
Русаков М. П. 15, 17
Рыскина Х. В. 278
Рыжков О. А. 281, 282
Салькова Н. Н. 140
Салов П. И. 28, 83
Саркисова Н. М. 177
Сахор Д. А. 89

Свириденко А. Ф. 340
Северцев Н. А. 11
Семенов В. Л. 20
Семенов-Тяншанский П. П. 11
Сибиряков Е. Л. 38, 149, 180, 186, 235
Сигалов Б. И. 324
Сидоренко А. В. 19
Синицин Н. М. 15, 303
Скворцов Ю. А. 285
Скляров В. М. 149, 167
Смирнов В. И. 15, 25, 28, 34, 46, 177, 304, 314, 317
Смирнов Н. А. 14
Смирнов С. С. 25, 249, 309
Смолянинов Н. А. 15
Сморчков И. Е. 89
Соболев И. Д. 25, 369
Соседко А. Ф. 15, 16
Соловьев Н. И. 30, 89, 92
Стукова К. В. 20, 140
Суздальский А. Л. 320
Сулейманов М. С. 20, 80, 82, 84, 236
Сущенцева С. Я. 80
Талалов В. А. 19, 20, 149
Талипов Р. М. 20, 335
Таль-Вирский Б. Б. 281
Татаринов П. М. 25
Тер-Оганесев Я. Г. 16
Ткачев В. Н. 46, 48, 324
Титова А. П. 20
Толкачева Л. Ф. 14, 357
Томсон М. Н. 26
Троицкий В. И. 372
Трофимов В. С. 263, 265, 277
Троянов М. Д. 16
Туляганов Х. Т. 19
Узаков Х. У. 20
Уразаев Б. М. 134
Усманов М. Г. 19, 20
Усов М. А. 25, 309
Урунбаев К. 340
Умаров М. 20
Фаттахов Х. Б. 20
Федорова И. Б. 121, 122, 133, 134
Фейгин И. М. 19
Ферсман А. Е. 14, 15, 133, 134
Ферьянич Ф. А. 180
Фирсов Л. В. 110
Финкельштейн Ю. В. 20, 195
Флеров В. К. 180
Флоренский В. П. 15
Фогт И. 25
Фосс Г. В. 19, 347
Фузайлов И. А. 195
Хамрабаев И. Х. 10, 13, 18, 19, 20, 26, 35, 38, 46, 143, 145, 159, 161, 174, 177, 182, 187, 189, 197, 229, 236, 237, 250, 252, 255, 256, 305, 313—319, 332, 337 342, 343, 346, 347, 354, 358, 368, 369, 370
Хан Д. Т. 338
Харисов И. М. 151
Хатамов Ш. Х. 357
Хваловский А. Г. 19, 119, 367, 370
Хорват В. А. 28, 203, 204
Хрипунов М. Ф. 46, 47
Холопов А. П. 140
Хлусцов А. А. 19, 270
Храмышкин П. В. 19, 149, 188, 331, 348, 351, 352, 353, 355
Хусанбаев Д. И. 241
Цой Р. В. 20
Цыпкина П. Е. 235

Чеботарев Г. М. 149, 177, 178, 183, 185, 187, 250
Чеботарева Г. П. 38, 140, 143, 146, 147, 236, 252, 258
Чернова Р. И. 46, 51, 89
Чернявский Ю. Х. 20
Черкасин А. Б. 11
Чемборисов Ш. А. 20
Чехович В. Д. 134
Чикрызов Г. С. 140
Чухров Ф. В. 249, 255
Шабалин В. Г. 46, 47, 48, 49, 51
Шаталов Е. Т. 119
Шадлун Т. Н. 249, 254
Шахов Ф. Н. 189
Швецов А. Д. 196, 198, 199, 203, 204
Шехтман П. А. 70, 163
Шер С. Д. 149, 165, 190, 205
Шило Н. А. 263, 286, 287
Шилин Л. Л. 15
Шестаков Г. Г. 20
Шнейдерхен Г. 25, 28, 31
Шулятников К. Б. 19, 149
Шурыгин В. М. 19, 20, 149
Шульц С. С. 320
Щербаков Д. И. 14, 15
Щербаков Ю. Г. 339, 341
Щербина В. В. 31, 238
Эпштейн С. В 282
Яковлев Н. А. 119
Якимов Ю. П. 80
Яицкий И. Л. 20, 46
Ярмухамедов А. Р. 28, 29, 311

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абшир 340
Адамташ 12
Аджрыкты 252, 254, 332, 333
Адрасманская мульда 309, 310, 312, 322
Акбура 13
Акджилга 13
Аксагата 238
Аксу 12
Актау 13
Акташ 17, 272
Актепа 272
Актурпак 8, 12, 15—17, 93, 119, 120, 123, 124, 127, 128, 129, 133, 214, 216, 219, 221, 223, 224, 342, 345, 346
Акча 8, 226, 235, 236, 238, 329
Акчасай 8, 238, 329, 346
Акчоп 15, 16, 272
Алайская долина 279
Алмалык 15, 16, 17, 29, 46, 119, 128, 129, 130, 132, 277
Алмалыкское рудное поле 18, 27, 30—33, 43, 119, 120, 121, 122, 252, 326, 342, 345, 367
Алмалыкский рудный район 17, 20, 118, 119, 127, 130, 132, 133, 238, 317
Алмалык-Шавасский рудный узел 310
Алмасайский разлом 359
Алтай 339, 347
Алтынтауский разлом 315
Алтынтауское поднятие 285
Алтынсай 264
Алтынтау 15, 16, 34, 313, 319, 321, 349
Алтынказган, 8, 17, 237, 238, 344
Алтынказганское рудное поле16, 345
Алтынтопкан 8, 17, 29
Амударья 11, 13, 285
Ангрен 10, 13, 17, 20, 28, 119, 283
Ангренский разлом 119

Андагуль 13
Анхор 12
Араван 340
Аральское море 8
Аристанбельтауская подзона 150
Арысь 12
Арчасай 272
Аткулак 285
Ауминзатау 19, 20, 340, 349
Ауминзатауское поднятие 285
Ахангаран 8, 11, 322, 342
Ахсикент 10
Бадахшан 10
Балей 118
Балпантау 333, 335
Балларат (Австралия) 191
Бальджуан 11
Балыкты 127, 238, 342, 345, 346
Баркракский массив 308
Баштавакский разлом 119, 322
Безымянный 71
Бендиго (Австралия) 191
Бессапанский разлом 151
Бессапан 13, 15, 16, 252
Бессапан-Сугралинская полоса 355, 356, 358
Бештор-Тундукский массив 308
Бельтау 20
Бичанзор 119, 120, 125—127, 133, 236, 238, 327
Букантау 14, 20, 34, 35, 195, 264, 279, 286, 313
Букантауское поднятие 285
Булак 125
Булакский разлом 80, 83, 84
Бургунда 70, 75,214, 232, 238, 329
Бургундинский разлом 70, 71, 74, 121, 122, 124
Бургундинское рудное поле 27, 32, 70, 73, 216, 218, 220, 222, 223, 225, 227, 228, 230, 235, 236, 239
Бургундинский взброс 70
Буттем 10, 13
Бухара 8, 10, 11, 12
Бухаро-Хивинская область 280
Верхнечаткальский прогиб 308
Виктория (Австралия) 191, 192
Восточно-Кураминский рудный район 310, 311, 312, 315
Восточное Забайкалье 118
Восточный Узбекистан 15, 16, 255, 256, 262, 365
Восточная Фергана 279, 280, 372
Гавасайский прогиб 312
Гиссарский хребет 17, 40, 279, 280, 304, 316, 317, 341, 366, 372
Гиссаро-Зарафшанская область 279
Гобдунтау 284
Голдкранах 27
Гольдуран 16, 17, 43, 120, 124
Горханасай 272, 276
Гудасский интрузив 310
Гужум 285
Гум 14, 272, 289
Гушсай 29, 80, 83, 84, 264, 325, 338, 367
Давлятходжа 16, 235, 237, 238, 272, 321, 341
Дарваза 11
Дальное 119, 127, 128, 129
Джамансай 238
Джангельды 12
Джаныбек 17
Джаргантау 8, 13, 260
Джизак 13, 18
Джилао 8, 223
Доланы 12
Джулайский разлом 93

Джусалысайский разлом 83, 97
Ерысай 265, 267, 272, 274, 275, 276
Загдан 85
Западно-Кураминский район 310, 311, 312, 315, 322, 326, 327
Западные Кызылкумы 11
Западно-Таньшанская зона 304, 305, 315
Западный Узбекистан 8, 12—20, 25, 27, 33—40, 134, 143, 145, 177, 180, 182, 187, 188, 223, 241, 242, 250, 251, 255, 256, 262, 263, 304, 317, 318, 336, 337, 339, 341, 342, 343, 344, 345, 347, 349, 354, 355, 358, 365, 370
Зарафшан 8, 10, 11, 12, 13, 283, 285
Зарафшанская впадина 279, 372
Зарафшанский хребет 10, 16, 283, 284, 312
Зарафшано-Гиссарский рудный пояс 312, 313, 315, 316
Заргар 8, 273
Зармитан 10
Зимбилтау 13
Зирабулакские горы 35, 134, 313
Зирабулак-Зиаэтдинские горы 10, 20, 34, 134, 136, 279, 280, 285, 286, 290, 304, 313, 318, 336, 372
Зирабулак-Каратюбинская рудная зона 342
Зиаэтдин 8, 35, 140, 264
Зиаэтдин-Чакылкалянская рудная зона 316
Илак 8, 10, 119
Илон 120, 125, 327
Индигирка 287
Ихнач-Караянгрыкская рудная зона 307
Ихначский массив 308
Кавказ 10
Кавака 279
Казахстан 8, 342, 347, 354
Калканата 70, 309
Кальмакыр 15, 17, 43, 119, 127, 128, 129, 214, 216, 219, 221, 223, 224, 226, 235, 236, 238, 239, 249, 252, 255, 326
Кальта 52, 53, 69
Карааруча 308
Карабашская мульда 309, 310, 322
Карабау 83, 84
Караулхана 345
Каракутанское рудное поле 27, 140, 142, 144, 219, 221, 224, 235, 236, 252
Каракутан 8, 144, 145, 146, 147, 214, 216, 226, 238, 254, 258, 277, 342, 344
Каракия 119
Каракыз-Манас-Ойгаингская рудная зона 308
Каракумо-Таджикская металлогеническая подзона 304, 316
Карамазар 8, 12, 14, 15, 20, 310
Карамазарский район 121, 310
Каратау 279, 336
Каратау-Зирабулакская рудная зона 316
Каратюбе 284, 336
Карашохо 356
Каржантауская мульда проседания 309
Камчикская мульда 309, 310, 312, 322
Кан 8
Канигут 8, 12
Канимансур 8, 13
Кансай 14, 238, 321, 344
Кассан 12, 13, 17
Каслмайн (Австралия) 191
Каттаич 263, 264, 268, 269, 270, 271, 272, 274, 275, 276, 289, 290, 373
Катта-Кашкасай 29
Каульды 119, 120, 125, 127, 133, 214, 216, 236, 238, 327
Кенкольский разлом 91, 312
Кескенсай 272
Киргизата 340
Киргизия 17, 287, 365
Койташская рудная зона 316
Коканд 11, 12
Косманачи 261, 358
Колыма (бассейн) 287

Кокпатас 13, 16, 20, 36, 37, 195, 214, 216, 229, 238, 250—262, 277. 285, 313, 321, 342
Кокпатасское рудное поле 27, 28, 36, 40, 43, 194, 195, 196, 198, 204, 206, 207, 208, 219, 221—229, 233, 235, 239, 252, 321
Коксай 256
Коруматор-Сандалашская зона 308
Кочбулак 8, 32, 214, 232, 238, 323, 326, 342, 345, 359, 360
Кочбулакский взброс 322
Кочбулакское рудное поле 20, 27, 43, 46—49, 54, 57, 58, 69, 213, 216, 218, 220, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 230, 232, 236. 322, 325, 326, 359
Кошрабад 10, 264, 272, 285, 349
Кошрабадское рудное поле, 344
Кремница (Чехословакия) 27
Крипл-Крик (Невада) 27
Кува 10
Кулькермес 16, 17
Кульджуктау 12
Кугитангтау 317
Куляб 11
Кумбель 17, 91
Куния 16, 32, 40, 310
Кураминская подзона 342, 364, 367
Кураминский хребет 8, 18, 30, 32, 46, 70, 89, 121, 133, 222, 228, 278, 281, 284, 304, 309, 310, 329, 338, 343, 345, 355, 366, 367, 372
Кургалинская мульда 312
Кургантау 356, 357
Курганшинкан 33, 119, 127 ,128, 129, 250, 255
Курусай 29
Кухак 8
Куштут 12
Кызылалмасай 8, 27, 32, 43, 80—88, 214, 216, 219, 221, 222, 224, 226, 232, 235, 236, 238, 264, 322, 325, 346, 359, 360, 361
Кызылкумы 8, 12—20, 241, 278, 279, 281, 282, 285, 286, 304, 313, 330, 344
Кызылнуринская мульда 309
Лашкерек 8, 29
Лашкерекская мульда 309, 310, 312, 322, 323, 324, 325
Лебонг-Донок (Суматра) 27
Лолабулак 312
Маверанахр 12
Майдантал 12, 308
Мальгузор 13
Мальгузорские горы 281, 284
Мальгузорское поднятие 282
Матча 13
Маргилан 11
Мосриф 16
Мотор Голд Маин 27
Москва 46
Муголжары 369
Мурунтау 8, 13, 19, 38, 149, 164, 173—185, 189, 192, 214, 216, 222, 223, 229, 238, 250—262, 277, 280, 286, 330, 331, 332, 334, 335, 340. 342, 369
Мурунтауское рудное поле 18, 27, 37, 43, 149, 150, 152, 157, 168, 219, 221, 223, 224, 232, 233, 235, 236, 252, 320, 344
Нагиаг (Венгрия) 27
Накпай 17, 127
Наманган 11
Нарын 11, 12
Нарынкол 17
Наукат 10
Некад 10
Нуратау 8, 11, 17, 264, 287, 321, 339, 340
Нуратинские горы 8, 12, 14, 16, 18, 304, 313, 318, 373
Нуратинский рудный пояс 13, 18, 346
Нуратино-Ферганский рудный пояс 304, 312, 313, 318, 320
Огузтау 195
Окжетпес 20, 195
Орайлык 85, 88
Ош 13
Памир 12, 17, 18, 303

Парвич 268
Приташкентский р-н 10, 279, 285
Пскем 12, 17, 373
Пскемский хребет 20, 304
Пскем-Сандалашский район 305, 307, 308, 315, 328, 329
Рабинджан 34, 134, 135, 138, 214, 216. 225, 226, 227
Рабинджанское рудное поле 27, 43, 134, 136, 222—224
Развилка 43, 120, 124
Самарканд 8, 10, 11, 12, 13
Самарчук 84, 86, 238
Сандалаш 12
Сан Жуан (Колорадо) 27
Санзар 8, 282
Сарай 15
Саралинское рудное поле 32
Саргардон-Кызылторская зона 308
Сартабуткан 8, 15, 17, 43, 119, 120, 124, 127, 128, 133, 214, 216, 219, 221, 236—238, 250—256, 258, 329
Сарычеку 128, 129, 219, 221, 326
Саукбулак 272
Северо-Кураминский рудный район 315
Северо-Нуратинские горы 16, 20, 284, 290
Северо-Нуратинский хребет 16, 263, 265, 270, 212, 284, 318
Северо-Нуратинский разлом 343
Северо-Нуратинский золоторудный район 276
Северный Нуратау 8, 10, 15, 16, 282, 289, 312, 313, 340, 341, 346
Северный Памир 279
Северный Тамдытау 264, 313, 332, 334, 335, 338, 369
Северный Тянь-Шань 278, 303, 304
Северо-Чаткальская подзона 315, 317, 329
Северная Фергана 13, 279, 280
Синтаб 8, 15, 17, 43, 264, 272, 321
Сох 10, 11, 12, 13
Средняя Азия 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 17, 337, 363, 371
Султан-Уиздаг 11, 13, 20, 304, 335, 340, 342, 366
Сугралы 356
Сугут 12
Сусингенский массив 308
Сырдарья 11, 285
Таджикистан 10, 15, 365
Таласо-Угамский разлом 315
Таласо-Ферганский разлом 304
Таласский массив 308
Таласский Алатау 11
Тамды 12, 15
Тамдытау 15, 16, 19, 34, 281, 285, 286, 334, 335, 338, 340, 341, 342, 355, 356, 358
Тамдыбулак 13, 235, 237, 238, 250, 252, 254, 255, 256, 286, 333, 335,
Тамдынские горы 20, 281, 282, 320, 333
Тамдынское поднятие 281
Таррор 223, 342
Тасказган 8, 13, 252, 254, 260
Тастарский интрузив 308
Тахтакарача 316
Тахтатау 14, 15
Ташкент 21
Текешский массив 339, 341
Тепалик 134
Тепарский купол 307
Тескудук 252, 255, 259, 261, 333
Тескуль 338
Тетис 29
Тереклинский прогиб 312
Терс 12
Темиркабук 237, 264, 272, 274, 275, 276, 289, 340, 373
Темиркабук-Кошрабадская рудная зона 316
Тиллятог 10, 237, 238
Тогберды 69
Тузашу 12

Туркмения 317
Туркестан 7, 11 ,12, 14, 278, 281
Туранская платформа 304
Туркестано-Каратауское поднятие 304, 312
Туркестанский хребет 312, 372
Тым 134, 312
Тюменьбай 333
Тянь-Шань 12, 13, 17, 18, 279, 287, 303, 304, 314, 315, 365, 366, 368
Угамский хребет 304
Узбекистан 5, 8, 12—15, 18—21, 25—29, 39—41, 213, 218, 224, 230—238, 241, 249—254, 258, 262, 263, 337, 339, 340, 341, 342, 355, 363, 365, 366, 367, 371, 372
Узун 29, 52, 53, 69, 325, 326
Узунсакал 16, 341
Уразалы 238
Урал 20, 287, 264, 276, 278, 279, 281, 282, 285, 286, 287, 301, 303, 304, 307, 310, 314; 315—317, 347, 365, 366, 367, 369, 370
Урало-Тяньшанская система 364, 365
Ургаз 119
Ургут 8
Урмия 10, 11
Устук-Акчоп 289
Устук 16, 272, 276, 340, 341, 349
Устуксай 8
Устукский массив 265
Ухум 342
Ухумо-Мальгузорская зона 316
Учкурган 12
Учкудук 333
Учкыз 338
Фандарья 12
Фахан 8
Фергана 8, 10, 12, 13, 278
Ферганская впадина 279, 272
Ферганская депрессия 364
Фергано-Нуратинская зона 315
Харкуш 340
Хива 11
Ходжикент 12
Хорезм 10, 11
Ходжак 268
Худайдот 12
Центральные Кызылкумы 13, 16, 149, 150, 195, 242, 250—255, 260—262, 280, 312, 313, 338, 340
Чаватинский купол 307
Чаваксай 13
Чадак 10, 32, 89, 90, 92, 104, 115, 116, 118, 213, 214, 216, 218, 220, 232, 238, 250; 251; 256, 367
Чадакское рудное поле 27, 30, 32, 43, 90, 96, 100, 103—107, 113, 118, 222—228, 233—237, 255, 326, 342, 367
Чакчарские горы 340
Чарвак 12
Чакылкалянские горы 35, 313
Чармитан 10, 11, 236—238, 285, 321, 344
Чаткал 12, 13, 17, 264, 283, 287, 289, 290, 310, 339, 341, 342, 366, 370, 373
Чаткальский хребет 18, 20, 281, 283, 304
Чаткальские горы 40, 310, 343, 345, 361, 366
Чаткало-Кураминские горы 10 ,20, 31, 306, 317, 358, 360, 372
Чаткало-Кураминский регион 28, 94, 231, 238, 280, 337, 342, 361
Чаткало-Нарынская зона 303, 314
Чаткало-Таласская зона 314
Чилтенская мульда 309, 310, 322
Чимган-Акбулакская рудная зона 308
Чирчик 11, 12, 17, 264, 290, 373
Чупаната 8
Шавас-Дукентский прогиб 81, 83, 310, 312, 322, 323, 325
Шаш 8, 13
Шейхджейли 11, 13
Шахимардан 12, 13

Шох 289
Эл-Оро (Мексика) 27
Юго-Восточно-Ферганская рудная зона 316
Юго-Западно-Гиссарский рудный пояс 315, 317, 340, 341, 342
Юго-Западные Кызылкумы 14, 16
Южный Бесапан 238, 256
Южно-Нуратинский хребет 8
Южный разлом 196
Южный Нуратау 8, 16, 284
Южно-Нуратинская зона 264
Южно-Гиссарский рудный пояс 304, 313, 315, 316
Южный Тянь-Шань 303, 304, 305, 312, 315, 317, 369, 370
Южная Фергана 13, 279, 280, 340, 346
Южный Таджикистан 13
Южно-Таджикская платформа 304
Южный Тамдытау 264, 319, 321
Южный Узбекистан 20, 279, 280, 304
Южный Урал 13
Юкорысарай 272, 274, 285
Яккабагские горы 340
Якутия 355
Яна (бассейн) 287
Яркенд-Ферганский прогиб 279
Яхтон 34
Яхтонское рудное поле 27, 34, 43

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
История изучения формаций золота и его металлогении в Узбекистане (И. Х. Хамрабаев, К. А. Брагин). 7

Часть I

Золоторудные формации Узбекистана

Глава I. К систематике эндогенных рудных формаций золота в Узбекистане (А. А. Малахов) 25
Формации золота, образовавшиеся в условиях приповерхностных глубин.
Кварцево-сульфидная с теллуридами золоторудная формация (Кочбулакское рудное поле) 46
Геология Кочбулакского рудного поля (С. О. Валейшо, П. М. Голощуков, М. Мансуров, В. В. Мартынов, В. Г. Шабалин) 46
Минералого-геохимические особенности золоторудных жил Кочбулакского рудного поля (Э. А. Маркова) 57
Теллуридо-пирито-золоторудная формация (Бургундинское рудное поле) . 57
Кварц-пирит-золоторудная (электрум) формация (Кызылалмасайское рудное поле) 80
Геология Кызылалмасайского рудного поля (О. В. Белоплотова, П. Ф. Курбалов, В. В. Мартынов, М. О. Сулейманов) 80
Минералогия золоторудных жил Кызылалмасайского рудного поля (М. О. Сулейманов) 81
Адуляр-карбонатно-кварцево-золоторудная (электрум) формация (Чадакское рудное поле). 86
Геология Чадакского рудного поля (Ю. А. Аверин) 89
Минералогия золоторудных жил Чадакского рудного поля (М. И. Моисеева). 89
Формации золота, образовавшиеся в условиях переходных и приповерхностных глубин. 104
Кварц-пирит-золоторудная (электрум) и кварц-пирит-золоторудная формации (Алмалыкское рудное поле) 118
Геология Алмалыкского рудного поля (Е. З. Мещанинов) 118
Минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений и рудопроявлений Алмалыка (С. Т. Бадалов) 119
Формации золота, образовавшиеся в гипабиссальных условиях 127
Скарново-халькопирит-золоторудная формация (Рабинджанское рудное поле) (Х. Н. Баймухамедов, А. С. Курбанов) 134
Кварц-арсенопирит-пирит-золоторудная (электрум) формация (Каракутанское рудное поле) 134
Геология Каракутанского рудного поля (Г. В. Горев) 140
Минералого-геохимическая характеристика руд Каракутанского рудного поля (Х. Н. Баймухамедов, А. С. Курбанов, Г. П. Чеботарева) 140
Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная формация (Мурунтауское рудное поле) 144
Геологическая позиция и условия формирования Мурунтауского рудного поля в общей схеме геологии района (А. Т. Бендик) 149
150

Особенности локализации и распределения золотого оруденения, морфологические типы рудных тел Мурунтау (А. Т. Бендик, Ю. Г. Заремба, Г. В. Касавченко) 164
Метасоматические изменения вмещающих пород Мурунтауского месторождения (Х. Р. Рахматуллаев, С. Д. Шер). 173
Минералого-геохимическая характеристика руд Мурунтау (Н. П. Нестерова, Г. М. Чеботарев). 176
К вопросу о генезисе рудных образований Мурунтау (А. Т. Бендик, Г. В. Касавченко, С. Д. Шер). 189
О перспективах Мурунтауского района и некоторые поисковые признаки на золото (А. Т. Бендик, Г. В. Касавченко). 192
Арсенопирит-пирит-золоторудная формация (Кокпатасское рудное поле). 194
Геология Кокпатасского рудного поля (Ю. А. Аверин, Ю. А. Майков, Д. А. Дорофеев, В. В. Овечкин, А. Д. Швецов, Р. В. Цой). 195
О закономерностях размещения проявлений семейства {Кв=(Sb, Ag)=As=Au} формаций в Кокпатасском рудном поле (Х. Р. Рахматуллаев) 204
Минералогия рудных тел Кокпатасского рудного поля (Э. А. Маркова, С. Я. Клемперт, А. М. Гаврилов) 207
Глава II. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика месторождений и рудопроявлений эндогенных формаций золота в Узбекистане (Р. П. Бадалова, Э. А. Маркова, М. И. Моисеева). 213
Глава III. Экзогенные процессы, минералогия и некоторые вопросы геохимии зоны окисления на площадях проявления золотой минерализации Узбекистана. 241
Экзогенные процессы на площадях проявления золотой минерализации в Западном Узбекистане (В. Ф. Гуреев, Е. А. Зверева) 241
Минералогия и некоторые вопросы геохимии зоны окисления золоторудных месторождений Узбекистана (А. К. Касымов) 249
Глава IV. Золотоносные россыпи Узбекистана 263
Генетические типы россыпей (К. Л. Бабаев, Л. З. Палей) 263
Условия образования и закономерности размещения россыпей в Узбекистане (К. Л. Бабаев, Е. А. Кочнев, Л. З. Палей, З. И. Троицкий). 276
Литература 291

Часть II.

Основные черты металлогении золота в Узбекистане

Глава I. Металлогеническое районирование Узбекистана применительно к золоту и типизация золоторудных районов (В. А. Арапов, И. К. Брагин, В. Г. Гарьковец, А. А. Малахов, Т. М. Мацокина, Л. З. Палей, В. М. Петров, Х. Р. Рахматуллаев, И. Х. Хамрабаев) . . . 303
Глава II. К вопросу о позднекаледонской золоторудной минерализации в Центральных Кызылкумах (А. А. Кустарникова, П. Н. Подкопаев). 330
Глава III. Геологические факторы размещения эндогенных золоторудных формаций (В. А. Арапов, И. К. Брагин, А. А. Кустарникова, А. А. Малахов, Т. М. Мацокина, Л. З. Палей, И. Х. Хамрабаев). 337
Глава IV. Геофизические и геохимические предпосылки выявления золоторудных месторождений 347
Геофизические и литогеохимические предпосылки выявления золоторудных месторождений в Западном Узбекистане (П. В. Храмышкин). 347
Биогеохимические предпосылки поисков золотого оруденения в условиях пустыни (Р. М. Талипов). 355
Гидрогеохимические предпосылки поисков золотого оруденения в горных условиях (Чаткало-Кураминский регион) (В. Ф. Скрябин). 358
Глава V. Перспективы золотоносности и некоторые проблемные вопросы геологии золота Узбекистана (В. Г. Гарьковец) 363
Литература 374
Резюме на английском языке. 377
Список принятых сокращений 380
Указатель имен 382
Географический указатель. 388

490