

РЕГИОНАЛЬНАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ
ЧАСТИ
СРЕДНЕЙ
АЗИИ



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

РЕГИОНАЛЬНАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
СРЕДНЕЙ АЗИИ

3318



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР

ТАШКЕНТ-1979

УДК 553.078(575)

Коллектив. **Региональная металлогения центральной части Средней Азии.** Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—9, рис.— 1, библ.— 196 назв.

Книга посвящена вопросам эндогенной металлогении центральной части Средней Азии. Описаны геологические комплексы домезозойского фундамента открытых и закрытых частей территории. Разбираются металлогенические особенности профилирующих элементов, выделены металлогенические факторы и эпохи образования месторождений, показаны перспективы отдельных металлов. Дана схема металлогенического районирования территории, детальная металлогеническая характеристика выделенных металлогенических единиц и их перспективная оценка. Разбираются общие проблемные вопросы металлогении региона, дискуссионные положения и пути их разрешения.

Работа рассчитана на специалистов, изучающих месторождения полезных ископаемых, условия их образования и закономерности размещения в земной коре.

Ответственный редактор
Т. М. МАЦОКИНА-ВОРОНИЧ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Средней Азии отличается исключительным разнообразием полезных ископаемых, широким развитием эндогенных рудных образований и является общепризнанной рудной базой страны. В результате огромного объема региональных, тематических, а также поисковых и разведочных работ, проведенных в последнее время большим коллективом среднеазиатских геологов, собран обильный фактический, но к сожалению, часто разрозненный, иногда противоречивый материал. В связи с этим необходимы дальнейшие широкие теоретические обобщения, разработка научных основ закономерностей размещения, прогнозов и поисков месторождений полезных ископаемых на основе разнообразных металлогенических и прогнозных построений различных масштабов.

Следует отметить, что Средняя Азия в известной мере явилась и полигоном, на котором вырабатывались методики составления среднемасштабных металлогенических карт, в основе которой лежит петрометаллогеническое направление (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев и др.), и крупномасштабного прогнозирования (А. В. Королев, П. А. Шехтман и др.). Геологи Средней Азии одни из первых начали применять количественные методы при металлогенических обобщениях и крупномасштабном прогнозировании.

Коллективы научных и производственных республиканских геологических учреждений выполнили для отдельных регионов разномасштабные металлогенические построения и обобщения, суммирующие имевшийся фактический материал.

Предлагаемая работа — первое металлогеническое обобщение такой обширной территории, выполненное в данном масштабе и раскрывающее строение и металлогению домезозойских образований обширных, погребенных под мезо-кайнозойем пространств. Кроме того, в монографии использованы теоретические обобщения на базе накопленного нового богатейшего фактического материала, частью принципиально нового (данные по строению земной коры, полученные сейсмологическими методами; результаты глубокого бурения на закрытых территориях и др.). Новым является

в значительной мере и материал углубленного изучения и выделения рудных и геологических формаций и тектонических структур.

Работа выполнена большим коллективом авторов под руководством сотрудников лаборатории металлогении ИГиГ АН УзССР и при участии большинства других лабораторий института и частью (по тектонике) САИГИМСа.

Монография условно разделяется на три части. В первой дана краткая история геологического развития и строения региона и описаны выделенные авторами геологические комплексы домезозойского фундамента открытых и закрытых территорий центральной части Средней Азии, во второй и третьей — рассматриваются металлогенические особенности территории и металлогении профилирующих металлов.

Следует отметить, что ограниченный объем монографии обусловил схематичность ряда обобщений, положений и выводов.

Авторы надеются, что предлагаемая работа, основанная на анализе обширного, в значительной мере нового материала, особенно данные геофизики, изучения рудных формаций и некоторых общих теоретических разработок, явится методическим подспорьем в последующих металлогенических исследованиях, будет способствовать дальнейшему общему познанию закономерностей образования и размещения руд и соответственно более рациональному планированию поисковых и оценочных работ этой обширной территории.

Работа содержит, возможно, некоторые неточности, а также ряд дискуссионных и в определенной мере субъективных моментов, поэтому авторы будут благодарны всем, кто пришлет свои критические замечания.

Второй раздел посвящен описанию геологического строения территории, ее тектоническому развитию и характеристике основных геологических формаций. В этом разделе приводятся данные о геологическом строении территории, о тектоническом развитии, о характеристике основных геологических формаций. В этом разделе приводятся данные о геологическом строении территории, о тектоническом развитии, о характеристике основных геологических формаций.

Третий раздел посвящен описанию металлогенических особенностей территории и металлогении профилирующих металлов. В этом разделе приводятся данные о металлогенических особенностях территории, о металлогении профилирующих металлов.

В заключение авторы выражают благодарность всем, кто оказал помощь в подготовке этой работы.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Горные сооружения Тянь-Шаня, располагающиеся на территории СССР, составляют систему Западного Тянь-Шаня и подразделяются на Северный, Срединный и Южный. Граница между Северным и Срединным Тянь-Шанем — региональный глубинный разлом — «важнейшая структурная линия Тянь-Шаня» (линия Николаева), а граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем — Бесапано-Южноферганский и Атбаши-Иныльчекский глубинные разломы. Южный Тянь-Шань отделяется от Каракумо-Таджикского региона Южно-Тяньшаньским глубинным разломом. Под мезозойско-кайнозойским чехлом Центрально-Устюртского поднятия предполагается наличие донбассид, а в акватории Аральского моря — уралид, от которых структуры погребенного Тянь-Шаня отделены Арало-Кустанайским глубинным разломом (Ахмеджанов, Борисов, 1977).

Исследуемый регион включает большую часть территории Срединного (Кызылкумы, Сырдарьинская депрессия, Чаткало-Кураминские горы, Ферганская долина, Баубашинский горный узел) и Южного Тянь-Шаня (Султануиздаг, горные возвышенности Западного Узбекистана, Гиссаро-Зеравшанское и Туркестано-Алайское горные сооружения), а также смежных участков Каракумо-Таджикского региона (рисунок).

В горных областях обнажаются докембрийские (меньше) и в основном палеозойские осадочные, осадочно-вулканогенные и плутонические образования, а в областях равнин и межгорных депрессий преобладают осадочные отложения мезозоя и кайнозоя.

В геологическом строении региона установлены следующие особенности: наличие дорифейских суперкрупных геосинклинально-складчатых сооружений, рифей-нижнепалеозойский платформенный чехол, структурно-формационная субширотная зональность герцинид, наличие «жестких масс» с пестрой гаммой автономных (автогенные) и наложенных (ксеногенные) структур и крупных «просвечивающих» поднятий и прогибов. В геосинклиналях развиты линейные складки, а срединные массивы в основ-

ном складчато-блокового строения. Важное место принадлежит наложенным структурам — краевым системам, вулканическим дугам и т. п., осложненным разнообразными разломами, а также «сквозным» линеаментам и кольцевым структурам.

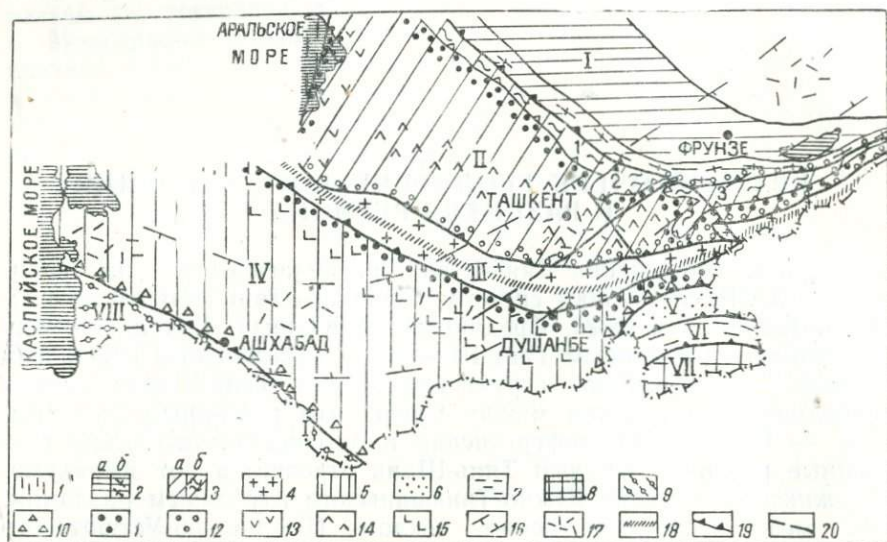


Схема расположения основных структур Средней Азии.

1 — юго-восточная часть Уральской геосинклинали герцинид с осадочно-вулканогенным выполнением; 2 — Северный Тянь-Шань (I): а — Мулюкмуо-Наратский срединный массив, б — Северо-Тяньшаньская эпифайкальская геосинклинали с осадочно-вулканогенным выполнением; 3 — Средний Тянь-Шань (II): а — Курамино-Ферганский (Сырдарьинский) срединный массив, б — герциниды геосинклинали на месте фронтальной краевой системы каледонид с терригенно-карбонатным выполнением (1 — Большекаратауская, 2 — Чаткальская, 3 — Нарынская); 4 — Южный Тянь-Шань (III): Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская эпиплатформенные геосинклинали герцинид с карбонатно-терригенным выполнением; 5 — Каракумо-Таджикский регион (IV) (Каракумо-Таджикский краевой массив — активированный выступ Восточно-Европейской платформы); 6 — Северный Памир (V) (Северо-Памирская эпиплатформенная геосинклинали с осадочно-вулканогенным выполнением); 7 — Центральный Памир (VI) (Центрально-Памирская геосинклинали альпид на месте фронтальной краевой системы герцинид с осадочным выполнением); 8 — Южный Памир (VII) (Южно-Памирский Срединный массив), 9 — Копетдаг (VIII) (Копетдагская эпиплатформенная геосинклинали альпид с карбонатно-терригенным выполнением).

Резонансно-тектонические краевые системы: 10 — тыловая (Предкопетдагская и Предпамирская); 11 — фронтальная герциниды (Предбольшекаратауская, Предчаткальская, Преднарынская, Предюжнотяньшаньская); 12 — тыловая герциниды (Тамды-Карачатурская, Сонкуль-Турукская, Джанджирская). Наложённые вулканические дуги: 13 — Белтауская, андезитовая (С₁-2); 14 — Кызылкум-Ферганская андезитовая (С₁-2); 15 — Каракумо-Гиссарская андезитовая (С₁-2). Среднеазиатская поперечная наложенная тектоно-магматическая дислокация; 16 — границы зоны дислокации; 17 — вулканические ареалы с андезито-липаритовым составом (Р).

Разломы: 18 — Каратау-Зеравшанский и Центрально-Кокшаальский глубинные, к северу от которых располагается дрифейское амфиболито-гнейсовое кристаллическое основание, к югу — гранито-гнейсовое; 19 — краевые глубинные; 20 — главные поперечные.

Аналогичное строение установлено также по данным геофизики и бурения под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Глубинное строение литосферы Средней Азии изучено глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) стационарными сейсмическими станциями, гравиметрическими, магнитометрическими и

электроразведочными наблюдениями, которые увязаны с результатами изучения ксенолитов глубинных пород и основных-ультраосновных дифференциатов мантии. Данные о строении литосферы, ее составе, связи поверхностных структур и магматических образований с особенностями строения земной коры и ее типами изложены в монографиях «Глубинное строение земной коры Узбекистана» (1971), «Земная кора Узбекистана» (1974), «Магматические формации и фации Узбекистана» (1977). В результате анализа полученных сведений предложена геолого-геофизическая модель строения литосферы Средней Азии (Зуннунов, Ахмеджанов, Борисов, Хамрабаев, 1974). В соответствии с этой моделью в основании литосферы находится астеносферный (волноводный) слой (60—90 км), кровля которого располагается на глубине от 110 (Тянь-Шань) до 150 (Туранская низменность) км. Вероятный состав слоя — базальтово-пикритовый.

Литосфера включает земную кору и самые верхние части верхней мантии толщиной 40—50 км. Состав мантии по характеру нарастания скорости граничных волн (7,8—8,9 км/сек), ксенолитам из щелочно-базальтовых трубок взрывов (шпинелевые, гранатовые, оливиновые пироксениты, вебстериты и др.) и выходам гипербазитов определяется как ультраосновной («перидотитовый») слой.

В земной коре выделено три главные границы — поверхность Мохоровичича (М), поверхность Конрада (К) и поверхность кристаллического (дорифейского) основания (Г), разделяющие ее на «базальтовый», «гранитный», «осадочный» слои. Границы, по нашему мнению, являются первичными историко-геологическими уровнями, каждый из которых свидетельствует о завершении определенного длительного этапа развития земной коры. Мощность «базальтового» слоя неравномерно увеличивается от 11—12 (Устюрт) до 30 км (Срединный Тянь-Шань) и связана в основном с погружением на восток поверхности М и поднятием поверхности К в горных сооружениях Срединного Тянь-Шаня. Состав слоя эклэгито-гранулитовый. Мощность «гранитного» слоя 27—31 км, а простираение изопакит совпадает с простираением герцинид. В нем различают «диоритовый» (мощность 0—15 км) и «гранито-гнейсовый» (7—25 км) подслои, сложенный архей-среднепротерозойскими кристаллическими породами.

Поверхность кристаллического основания (Г) повсеместно отбивается граничными скоростями в пределах 5,9—6,1 км/сек и по системе протяженных разломов субширотного или северо-восточного направления перемещена на различные гипсометрические уровни (перепад глубин 12 км). «Осадочный» слой представлен метаморфизованными в зеленосланцевой фации осадочными и магматическими породами верхнего протерозоя и палеозоя (осадочно-вулканогенный метаморфизованный подслой, 0—14 км) и неметаморфизованными осадками мезозоя и кайнозоя (осадочный подслой 0—11 км).

Средняя мощность земной коры увеличивается от 40 (Приаралье, Северные Кызылкумы) до 60 км (Туркестано-Алай), причем в основном за счет «осадочного» слоя (Ферганская, Таджикская депрессии), а в пределах горных сооружений дополнительно за счет скупивания слоев герцинскими тектоническими движениями (здесь характерны повышенные градиенты изменения мощности земной коры и общая контрастность рельефа поверхности М). В Срединном Тянь-Шане и Каракум-Таджикском регионе подошва и поверхность консолидированной коры располагаются в основном согласно, а в Южном Тянь-Шане доминирует обращенный рельеф поверхности М. Поверхность К в двух первых регионах прослеживается довольно отчетливо, но имеет обычно «рваный» характер, в то время как в Южном Тянь-Шане эта граница расплывчатая.

Увеличение мощности земной коры с запада на восток, т. е. по простиранию основных структурных элементов герцинид весьма примечательно и свидетельствует скорее всего о наложенном характере герцинских структур.

На основании общей мощности коры, соотношений в ней «базальта», «гранита» и осадочного чехла, а также характера рудно-магматического профиля И. Х. Хамрабаев (1974), выделил «уральский», «ферганский», «кураминский» и «южно-тяньшаньский» типы земной коры. К областям с уральским (магнитогорский) типом коры отнесены Султануиздаг и районы Южного Приаралья, с кураминским — Кураминская подзона, частично Юго-Западный Гиссар, а с южно-тяньшаньским — большая часть Южного Тянь-Шаня, частично Чаткал и Гиссар.

Таким образом, латерально изменяется не только мощность слоев земной коры, но и их состав. Кроме того, внутреннее строение слоев также неоднородно в связи с наличием среди слоистых толщ более массивных высокоскоростных образований различной формы среди низкоскоростных толщ (Бутовская, Фленова, Атабаев и др., 1974).

Анализ геофизических данных по строению литосферы, ксенолитов глубинных пород из трубок взрывов, особенностей метаморфических, осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных образований различных подразделений докембрия и фанерозоя позволяет установить важнейшие закономерности развития слоев земной коры и эволюции тектонических процессов.

В соответствии с этими данными можно полагать, что материковая кора формировалась длительное время с различной интенсивностью и подвергалась разнообразным массотепловым и тектоническим воздействиям.

По нашему мнению, геологическая история земной коры Средней Азии имела четыре стадии: «океаническую», «субокеаническую», «субконтинентальную» и «континентальную».

В «океаническую» (нуклеарная, по Е. В. Павловскому) стадию формировался «базальтовый» слой, она ознаменовалась мощ-

ным вулканизмом преимущественно основного состава и отложением в бассейнах продуктов их разрушения (общее содержание кремнезема в ксенолитах сланцев и гнейсов не превышает 50% и они по составу изохимичны габброидам), а также внедрением крупных тел габбро, габбро-диоритов, анортозитов и лабродоритов. Процессы сжатия и близкосталагающий уровень расплавленного астеносферного слоя обусловили проявление амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и окончательную консолидацию базитового фундамента будущего континента. Мы полагаем, что кольцевые структуры диаметром в десятки и сотни километров, установленные ныне в результате дешифрирования космических снимков, являются отражением внутреннего строения «базальтового» слоя.

В «субокеаническую» стадию формировался «диоритовый» подслон «гранитного» слоя в условиях сложного тектонического рельефа в виде островных вулканических дуг, краевых желобов и морей. Кора наращивалась в основном за счет продуктов андезитобазальтового вулканизма и разрушения воздымающихся блоков фемического основания, игравших роль относительно «жестких» протосрединных массивов и протоплатформ. Метаморфические преобразования происходили в условиях эпидот-амфиболитовой и эклогитовой фаций метаморфизма. К этой же стадии относится внедрение крупных плутонов гранитоидов (в основном плагиогранитов), формирование гранито-гнейсовых куполов. Геофизические данные, а также значительное участие сиалического материала в толщах архея — раннего протерозоя Юго-Западного Памира, Гиссара, Каратегина, Киргизского хребта подтверждают присутствие гранитоидов в «диоритовом» подслое Средней Азии.

В «субконтинентальную» стадию сложился гранито-гнейсовый подслон «гранитного» слоя, в результате чего сформировалась зрелая континентальная кора. В «континентальную» стадию преобладали процессы разрушения первичной сиалической коры, произошло заложение новой серии геосинклинальных и платформенных структур неогей, вторичная консолидация ряда ее участков.

Образования «субконтинентальной» и «континентальной» стадий обнажаются в пределах Средней Азии, что позволяет уже с позднего архея проследить главные особенности изменения палеотектонической и палеогеографической обстановок во времени и пространстве, подразделенные нами на эпохи и этапы геологического развития.

ЭПОХА ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ПЛАТФОРМ

Этап развития архей-раннепротерозойских геосинклиналей. В этот этап в пределах Средней Азии располагалась часть крупного подвижного пояса северо-западного простираания (возможное продолжение Дарварского подвижного пояса Индии), в котором накапливались преимущественно мелкообломочные терригенные с

прослоями хемогенных кварцитов отложения, в меньшей мере — известняковые илы и вулканиты основного состава (до 10% объема толщи). Кеноренскими (?) тектоническими движениями осадки были смяты в крупные брахиантиклинальные складки, разграниченные довольно резкими синклиналями, и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

В начальные периоды заложения и развития геосинклинального пояса внедрялись гипербазиты и базиты, а позднее сформировались тела мигматит-гранитов и гнейсо-гранитов (комплекс высокоглиноземистых гранитов и гранито-гнейсов).

Этап развития ниже-среднепротерозойских «зеленокаменных» геосинклиналей. В течение этого этапа области с широким развитием гранитоидов (первичные ядра зрелой консолидированной коры) выступали в качестве протоплатформ (Каракумо-Таджикская область, вероятно, район Северных Кызылкумов). Прогибы между ними имели форму трогов с относительно тонкой корой, с системой субпараллельных глубинных разломов. В трогах накапливался кремнисто-базальтовый материал с прослоями карбонатно-терригенных и железосодержащих осадков. Грабены были осложнены линейными поднятиями, о наличии которых свидетельствуют линзы, прослои грубообломочных пород и продукты кислых и средних вулканитов. Весьма характерно также наличие перерывов в осадконакоплении, что говорит о беспокойном тектоническом режиме.

Карельской (?) фазой складчатости образования были смяты в систему линейных складок, осложненных складками нагнетания, динамического течения, волочения и изгиба, и метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, в то время как архей-раннепротерозойская толща дополнительно подверглась метаморфизму в основном в гранулитовой фации.

По особенностям строения и составу описанные выше структуры весьма напоминают зеленокаменные (джеспилитовые) геосинклинали карелид Восточно-Европейской платформы.

Этап среднепротерозойской наложенной гранитизации, ультраметаморфизма и формирования гранитоидных массивов. Явился завершающим в становлении кристаллического основания Средней Азии. С процессами метаморфизма связано образование ряда гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов, комплекса высокоглиноземистых гранитов и гранито-гнейсов и более позднего комплекса гранитов и гранодиоритов (Юго-Западный Гиссар, Северный Тянь-Шань). Примечательно, что в связи с различным составом и мощностью земной коры определялись два типа кристаллического основания: мигматит-гнейсовый на юге и амфиболито-гнейсово-сланцевый на севере, граница между которыми проходит по Карау-Зеравшанскому глубинному разлому.

ЭПОХА ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Охватывает период раннего и среднего рифея. В раннем рифее морские карбонатно-терригенные отложения со строматолитами накапливались на Памире и в Северном Тянь-Шане. В среднем рифее преобладали процессы опускания и возникло обширное шельфовое море (Южный Тянь-Шань) с повышенной соленостью, в котором откладывались глинистые и карбонатно-кремнистые осадки. На юге располагалась Каракумо-Таджикская суша, а на севере — Северо-Кызылкумская. Крупной термальной эпохой была предверхнерифейская (гренвильский цикл тектогенеза), когда осадки подверглись высокотемпературному зеленосланцевому метаморфизму (900—1300 млн. лет). В северной периферии Среднего Тянь-Шаня происходили вулканические процессы с извержением магм от кислых до основных (Улугтау-Чаткало-Нарынская вулканическая дуга) и внедрение магм натровых гранитов и плагиогранитов (830±18 млн. лет; Сарыджаз, Таласский Алатау, Пскемский хребет).

ЭПОХА ФОРМИРОВАНИЯ МОЛОДЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ПЛАТФОРМ СИАЛИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Этап первичной деконсолидации древней платформы (верхний рифей — венд). Связан с заложением и развитием байкальской геосинклинали в Северном Тянь-Шане и ее воздействием на прилегающие территории.

В верхнем рифее слаборасчлененный морской бассейн с рифовыми постройками с водорослями, микрофоссилиями, бактериальными скоплениями и углеродисто-глинистыми, карбонатно-кремнистыми и алевролитовыми осадками располагался между Каракумо-Таджикским щитовым поднятием и Северо-Кызылкумской антеклизой. К этому времени относятся первые вспышки андезитобазальтового вулканизма.

В вендский период преобладали восходящие движения, море постепенно сокращалось, возникли горные сооружения. В Каратау-Нарынском прогибе сформировались тиллиты, свидетели существования холодного климата. В Кызылкумском бассейне отлагались преимущественно пестроцветные слюдисто-кварцевые песчаники. В конце венда происходило общее выравнивание рельефа, осушение морских бассейнов.

Этап вторичной деконсолидации древней платформы (кембрий — нижний девон). Выразился в более активном проявлении наложенной активизации, обусловленной развитием каледонской геосинклинали в Северном Тянь-Шане.

С раннего кембрия в пределы Южного Тянь-Шаня началась трансгрессия моря, которое в среднем ордовике затопило всю территорию Среднего и Южного Тянь-Шаня. В полосе Большой Каратау — Нарын возник глубоководный некомпенсированный

прогиб. В нем накапливалась маломощная углеродисто-кремнисто-сланцевая толща с прослоями алевролитов и известняков (кембрий), а затем сланцево-карбонатная (нижний и средний ордовик). В пределах Южного Тянь-Шаня располагался межостровной морской пролив, в северной прибрежной полосе которого формировались глинистые алевролиты и песчаники с биогермами и калиптрами, а в центральной — песчаники, алевролиты, сланцы, местами углисто-кремнистые (кембрий) и алевролиты, известняки (средний ордовик). Морской бассейн был малосолёным, климат теплым, аридным, тектонические перемещения — плавными и медленными, что свидетельствует о платформенном режиме.

С верхнего ордовика начали преобладать восходящие движения, и к раннему девону море покинуло почти всю территорию, сохранившись лишь в Южном Тянь-Шане. Здесь возникла система глубинных разломов, шли процессы обрушения и частичного раздвига континентальных блоков земной коры с образованием крупного грабена (рифт). Это сопровождалось неоднократно преимущественно подводными извержениями субщелочных и нормальных магм основного состава и внедрением тел гипербазитов и габбро-диабазов. В северной прибрежной части бассейна накапливались терригенные осадки, в самых глубоководных частях шельфа — алевролиты и аргиллитовые сланцы с граптолитами и линзы известняков, в южной прибрежной полосе — преимущественно карбонатные илы с остатками разнообразной органики. В раннем девоне в полосе Учкулач-Кармазар-Босбутау возникли вулканические острова (Срединно-Тяньшаньская липарито-дацитовая вулканическая дуга), суша продолжала существовать в Каракум-Таджикском регионе и в виде островов — в центральной части Южного Тянь-Шаня.

Однообразный состав, малая мощность (до 5 км), преобладание олигомиктовых терригенных отложений, отсутствие самостоятельной эпохи регионального метаморфизма, согласное залегание толщ, преимущественно конседиментационный характер брахискладок, наличие верхнеордовикских покровов базальтов (Букантау, Тамдытау) свидетельствуют о платформенном режиме развития. В результате процессов наложенной активизации в разрезах появились флишoidные толщи, проявилась линейность в строении Южно-Тяньшаньского внутриплатформенного прогиба, заложилась в нем серия параллельных глубинных разломов с проявлением основного и субщелочного базальтового магматизма (Бесапано-Южноферганский разлом и др.), возникла наложенная вулканическая дуга с липарито-дацитовой формацией (Учкулач-Кармазар-Босбутау), образовались телеорогенные массивы гранитоидов.

В этот цикл более четко обособились следующие четыре структурных элемента. Через Большой Каратау — Чаткал — Нарын проходил фронтальный прогиб каледонид. На месте Южного Тянь-Шаня существовал слабодифференцированный внутриплатформенный прогиб. В этих прогибах накапливались наиболее пол-

ные резервы карбонатно-терригенных отложений. Между ними располагалось краевое поднятие (Сырдарьинская антеклиза) с сокращенным типом разреза. Центральная часть поднятия представляла область эрозии и денудации. В пределах Каракумо-Таджикской территории отложения накапливались, по-видимому, спорадически и здесь располагалась крупная щитовая область.

Этап эпиплатформенных геосинклиналей, краевых и срединных массивов (средний девон — ранний триас). Усиливающаяся с рифея тектоническая активность достигла своего апогея в среднедевон-раннетриасовое время, когда она привела к возникновению Большешекератауской, Чаткальской и Нарынской эпиплатформенных геосинклиналей на севере, Южно-Тяньшаньской и Кокшаальской — на юге, между которыми обособился относительно устойчивый обломок древней платформы — Курамино-Ферганский (Сырдарьинский) срединный массив, а на северо-западе — Северо-Устьюртский.

Обширная трансгрессия моря на сушу началась в верхнеэфельский век и в живетский оно уже затопило значительную часть Срединного Тянь-Шаня и северную окраину Каракумо-Таджикского щитового поднятия, а в фаменский — северную часть Срединного Тянь-Шаня. В позднем девоне — раннем карбоне оно свободно сообщалось с морями Русской платформы, Урала, Казахстана и Индокитая, было неглубоким, с чистой, прозрачной водой, благоприятной для обитания органики. Преобладали органогенные и хемогенные карбонатные илы, местами прослоенные терригенным материалом (Южный Гиссар — Кульджуктау) или ангидритами (Чаткало-Кураминские горы). Частая смена ландшафтно-палеотектонических обстановок свидетельствовала о повышенной тектонической активности. Этим обусловлено формирование подводных и надводных кордильерных гряд в Южном Тянь-Шане, появление и исчезновение островной суши в Срединном Тянь-Шане, трансгрессия и регрессия моря на северный край Каракумо-Таджикского краевого массива, наличие ряда крупных перерывов в осадконакоплении (нижнефранский, верхнефаменский, нижнетурнейский, ранне-средневизейский, намюр-раннебашкирский), проявление складкообразовательных движений в предфаменское и предверхненамюрское время. Если в среднем—верхнем девоне имела место локальная вулканическая деятельность (Южном Тянь-Шане, трансгрессия и регрессия моря на северный край а затем в наземной обстановке происходили интенсивные вулканические извержения (преобладали кислые и средние лавы и туфы). В результате были созданы две цепи вулканических островов (вулканические дуги — Кызылкумо-Ферганская и Каракумо-Гиссарская); в Восточном Приаралье вероятно наличие третьей цепи вулканов (визе — ранний намюр) — Бельтауской. Вулканическая деятельность завершилась формированием коагматичных лакколитов: габбро-диоритов, сиенито-монцонитов, гранодиоритов и гранитов.

В Южном Тянь-Шане вдоль зон глубинных разломов в позднем намяре — раннебашкирском времени происходила вулканическая деятельность (диабазовая формация, Северный Нуратау, Южная Фергана) и внедрение (протрузии?) пикритовых порфиров, перидотитов, дунитов, гарцбургитов (габбро-перидотитовая, пироксенит-габбросенитовая, габбро-норитовая формации).

В конце раннебашкирского времени большая часть территории в виде низкой суши и горных гряд вышла из-под уровня моря и была частично денудирована и пенепленизирована. Но уже в позднебашкирское — раннемосковское время в Южном Тянь-Шане располагалось линейно-островное мелководное море с преимущественно карбонатным осадконакоплением, а по его окраинам (Южный Гиссар, Тамдытау, Букантау, Карачатыр) формировались главным образом терригенные отложения с включениями бескорневых глыб известняков. В Каржантау-Кураминских горах новая вспышка вулканической деятельности дала продукты кислого и среднего состава.

Предверхнемосковская фаза складчатости имела решающее значение в формировании структурного плана региона. В пределах геосинклиналей она выразилась в образовании линейных антиклинориев и грабен-синклинориев, осложненных надвигами, шарьяжами, разломами, складками гравитационного оползания. В срединных и краевых массивах преобладали складчато-блоковые дислокации. Возникновение многочисленных поднятий и прогибов и вызванный тектоническими движениями кратковременный подъем территории привели к резкому уменьшению зеркала моря и усилению денудационной деятельности. В верхнемосковское время и в начале позднего карбона морской режим восстановился примерно на тех же площадях. Возникшие внутригорные, предгорные и наложные на срединные массивы прогибы в основном заполнялись морской молассой, прослоенной континентальными осадками. К середине позднего карбона усилились восходящие движения, море регрессировало в сторону Памира, прекратили свою жизнь вулканы центрального типа (Каржантау-Кураминские горы) и произошло внедрение крупных гранитоидных интрузий в складчатые сооружения геосинклиналей Южного Тянь-Шаня и гранитных — в пределы срединного и краевого массивов, чем фактически была обусловлена вторичная консолидация земной коры.

В конце позднего карбона и ранней перми имела место новая трансгрессия моря, затопившего Алай и Ферганскую долину, а также Устюрт и район вдоль современного русла Амударьи. Сходство комплексов микрофауны Ферганы с уральскими позволяет предполагать связь морей Средней Азии и Урала. В морских водоемах накапливались преимущественно мощные мелко- и крупно-обломочные терригенные осадки с редкими линзами карбонатных. В пределах Каратау-Чаткала и Южном Тянь-Шане высились горные цепи, которые через Аральское море были связаны с цепями восточного Урала. Лишь в пределах Каржантау-Кураминского

района происходила интенсивная вулканическая деятельность (от трахиандезитов до липаритов) из ряда вулканов центрального типа с образованием крупных вулканотектонических депрессий и куполов. Оживление восходящих движений вызвало рост горноскладчатых систем, их усложнение блоковоскладчатыми структурами и регрессию моря. В конце ранней — начале поздней перми в ряде мест Южного Тянь-Шаня образовались небольшие массивы турмалиновых и щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов, а в срединном массиве — субщелочных габброидов и лейкократовых гранитов, а также пестрых по составу малых интрузий и даек.

В поздней перми — раннем триасе произошла небольшая трансгрессия моря (Устюрт, Юго-Восточная Фергана), оставившая следы в виде морских и континентальных мелкоземистых осадков. На суше преобладали процессы денудации и пенепленизации. Тектонические движения выражались в основном в разнонаправленных перемещениях блоков. К раннему триасу условно относят формирование средних и субщелочных основных даек и трубок взрыва (Южный Тянь-Шань), серии дифференцированных основных — кислых даек (Карамазар). Ранний — средний триас — это время господства процессов размыва и выравнивания рельефа и первые признаки формирования горсто-грабенного рельефа типа столовых гор. На значительных площадях образовалась мощная кора выветривания с бокситами.

Таким образом, герцинский цикл — основной как в смысле формирования структурного плана, так и в отношении рудномагматической специализации региона.

Рассмотрим особенности строения главных структур герцинид, важных с позиций металлогенического прогнозирования. Каракумо-Таджикский краевой массив (юго-восточный активизированный выступ Восточно-Европейской платформы) явился естественно-исторической граничной структурой, разделявшей Средиземноморский герцинско-альпийский и Урало-Монгольский каледоногерцинский подвижные пояса. Краевой массив имеет архейское кристаллическое основание, перекрытое рифей-девонскими (по краям) и карбон-пермскими карбонатно-терригенными платформенными отложениями. В связи с процессами наложенной активизации возникли Мангышлак-Гиссарский краевой прогиб, Каракумо-Гиссарская (или Хорезмско-Гиссарская, по И. Х. Хамрабаеву и др.) наложенная андезитовая вулканическая дуга карбона, ряд магматических ареалов с гранитоидами позднепалеозойского возраста.

Герциниды слагают периферическую зону Урало-Монгольского пояса и включают три ветви (системы) геосинклиналей и разделяющие их срединные массивы, в позднем палеозое выраженные соответственно линейными мегантиклинориями и пологими мегасинклинориями, разделенными зонами глубинных разломов. Северная ветвь геосинклиналей (Большекаратгауская, Чаткальская и Нарынская) окаймляет с юга каледонида Северного Тянь-Шаня

и заложилась на их передовом прогибе. Герцинский этаж образован красноцветными песчаниками франского яруса верхнего девона, известняками верхнего девона и нижнего карбона, терригенными породами намюра, прорванными крупными массивами гранитоидов позднего палеозоя. Отложения Чаткальской геосинклинали дислоцированы в систему антиклинориев и разделяющих их грабен-синклинориев северо-восточного простирания. Южная ветвь геосинклиналей (погребенная Центрально-Устьюртская, Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская) выполнены терригенно-карбонатными и флишевыми формациями среднего девона — среднего карбона и местами внутригорными молассами верхнего карбона — нижней перми и смяты в систему линейно вытянутых антиклинориев (обычно веерообразных) и узких грабенообразных синклинориев, осложненных разломами, складками высшего порядка, надвигами и шарьяжами. Вдоль краевых глубинных разломов развиты офиолитовые пояса, зоны серпентинитового меланжа. Отложения прорваны массивами гранитоидов и щелочных гранитов и сиенитов позднепалеозойского возраста. Третья ветвь геосинклиналей представлена погребенными под чехлом мезозоя и кайнозоя уралидами (Южное Приаралье и акватория Аральского моря) и, по данным бурения и геофизики, сложена терригенными и вулканогенными толщами с цепочками небольших тел основного и ультраосновного состава и массивами гранитоидов карбонового возраста. Между этими тремя ветвями геосинклиналей располагаются относительно устойчивые срединные массивы — Северо-Устьюртский и Курамино-Ферганский (Сырдарьинский), в строении которых участвуют дорифейское кристаллическое основание, рифей-нижнедевонский платформенный чехол и средне-верхнепалеозойский сингеосинклинальный чехол сложного строения (конседиментационные брахиструктуры, наложенные впадины и мульды, приразломные складки, горсты и грабены) в сочетании с наложенными краевыми прогибами (Тамдынско-Карачатырская, Предчаткальская и др.), вулканическими дугами с наземными вулканическими продуктами андезитового (карбоновая Кызылкумо-Ферганская) и дацитолипаритового (верхнепалеозойский Кураминский ареал) состава, крупными массивами телеорогенных гранитов. Характерны лакколиты гранитоидов, наиболее крупные тела которых сформировались в карбоне.

В последующий период развития различают два этапа: 1) формирования платформенного чехла молодой платформы (верхний триас — палеоген), 2) эпиплатформенного орогенеза.

Верхнетриасово-палеогеновый чехол сложен морскими и континентальными (с углем) отложениями и его становление обусловило возникновение Турано-Тяньшаньской эпипалеозойской платформы. Структуры в общей форме унаследуют структуры герцинид и представлены субширотными сводами (Южно-Тяньшаньский, Центрально-Устьюртский, Центрально-Кызылкумский и др.), разде-

ленными крупными синеклизами (Таджикская, Ферганская, Северо-Устюртская, Сырдарьинская).

Современная структура выражена Туранской плитой на западе и Тяньшаньской эпиплатформенной орогенной (сводово-глыбовая) областью на востоке. Для плиты характерны поднятия и прогибы большого радиуса, для орогена — крупные линейные своды (Чаткало-Кураминский, Алай-Туркестанский мегантиклинории) и межгорные впадины (Ферганский и Таджикский мегасинклинории).

В строении земной коры большое значение имеют разрывные нарушения, которые в основном заложены на начальных этапах ее формирования и периодически обновлялись (регатические разломы); другие возникли по краям крупных структур (краевые разломы, кольцевые и полукольцевые нарушения) и на сводах (зоны трещиноватости, разломы рифтов и др.) и обусловили мозаично-блоковое (чешуйчатое) строение отдельных участков. Установлено наличие длительно развивающихся геоблоков, линейментов, поперечных прогибов, поднятий и кольцевых морфоструктур.

Рассмотрение общих особенностей геологического строения и развития региона позволяет отметить некоторые основные закономерности в развитии земной коры Средней Азии.

33/8 Зрелая континентальная кора Средней Азии формировалась неодновременно: к югу от Каратау-Зеравшанского глубинного разлома (Якубов и др., 1976) — в архее — раннем протерозое, к северу от него — в раннем—среднем протерозое, завершившись в предрифейское время почти повсеместным (ареальное) проявлением гранитоидов. Гетерогенность кристаллического основания (амфиболито-гнейсовое к югу от разлома и амфиболито-гнейсово-сланцевое — к северу) повлияла, возможно, на последующее геологическое развитие этих территорий.

Эволюция земной коры циклично направленная (спиралевидная): а) направленное развитие шло неравномерно в пространстве и времени и включало четыре стадии — «океаническую» (период становления коры океанического типа), «субокеаническую» (период становления коры переходного типа), «субконтинентальную» (период формирования зрелой континентальной коры) и «континентальную» (период становления современной коры материков); б) цикличность процессов выражалась (в рамках каждой стадии) в повторяемости проявлений тектогенеза, осадконакопления, магматизма и рудообразования, начинаясь обычно с деструкции, заложения нового поколения структур и завершаясь периодом очередной консолидации и нивелирования. Геологические образования предыдущей стадии в определенной мере изменялись в результате тектонических и метаморфических процессов.

Имеющиеся с позднего архея данные по эволюции развития земной коры свидетельствуют о преобладании консервативных условий. Это выразилось в унаследованности структурных планов различных циклов тектогенеза, развитии серии глубинных разло-

мов по одному и тому же плану, наличии сквозных длительно формирующихся «просвечивающих» структур. Последовательное изменение состава магматических серий в пределах геосинклиналей и вулканических дуг — также свидетельство определенной консервативности развития глубинных очагов магмообразования.

Одновременное и длительное (рифей — кайнозой) развитие в разновозрастных геосинклиналях и обрамляющих их «жестких» массивах сквозных «просвечивающих» структур — поперечных поднятий и прогибов, линейментов, кольцевых структур и др. — может указывать на наличие автономно развивающейся группы структур, обусловленных более глубокими причинами по сравнению с геосинклинальными процессами.

В развитии и строении герцинских геосинклиналей установлены следующие особенности: 1) каждая геосинклиналь представляет автономную структуру, контактируя с другой по зонам глубинных разломов; 2) геосинклинали Каратау-Нарынской группы обладали терригенно-карбонатным разрезом и унаследованно развивались из передового прогиба каледонид; 3) Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская геосинклинали возникли на месте рифтоподобных прогибов и имеют карбонатно-терригенный (с небольшой долей вулканогенного) разрез; 4) в связи с общим развитием геосинклиналей с севера на юг в их тылу формируются тыльные, а впереди — фронтальные краевые системы с наиболее мощными вулканогенно-карбонатно-терригенными разрезами.

Широко развитые в северной половине Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинали осадочно-вулканогенные образования базальтового состава и тела мафитов позволяют предполагать большую по сравнению с южной частью той же геосинклинали раздробленность консолидированной коры и вероятное «растекание» и расхождение сиалических блоков в позднюю стадию каледонского тектонического цикла.

Большое значение в развитии региона имели процессы наложенной активизации. В позднем рифее — нижнем девоне территория испытывала все нарастающее во времени влияние фронтальной активизации со стороны Северного Тянь-Шаня, обусловившей деструкцию эпикарельской платформы. В среднем девоне — раннем триасе очагами активизации являлись сами герцинские геосинклинали, в результате воздействия которых на «жесткие» массивы возникли резонансно-тектонические краевые системы, наложенные вулканические дуги и ареалы, системы наложенных прогибов и депрессий, зоны развития телеорогенных массивов. В позднем триасе — неогене территория испытывала ослабевающую по силе воздействия тыловую активизацию, очагом которой был Средиземноморский геосинклинально-складчатый пояс.

Таковы в общих чертах геологическое строение, история геологического развития и общие черты эволюции земной коры Среднеазиатского региона, установленные на основании анализа описываемых ниже геологических комплексов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При составлении характеристик геологических комплексов авторы, кроме личных наблюдений, использовали обширный рукописный и опубликованный материал различных геологических производственных и научных учреждений Узбекистана, Таджикистана, Туркмении, Киргизии, Казахстана, а также центральных научных геологических учреждений. В связи с ограниченным объемом работы и тем, что описание геологических комплексов дается лишь в общем виде, мы не смогли указать фамилии всех исследователей, материалы которых в той или иной степени учтены при описании геологических комплексов. Кроме того, следует подчеркнуть, что в ряде случаев авторы являются лишь составителями характеристик тех или иных геологических комплексов.

Геологический комплекс — парагенетически связанная ассоциация конкретных геологических формаций различного генезиса, закономерно возникающих на определенном этапе геологического цикла развития конкретных геосинклинальных (геосинклинальные, срединномассивные и т. п.) или платформенных элементов. В пределах геологического комплекса формации составляют закономерно сменяющиеся латеральные и вертикальные формационные ряды.

Определенный набор комплексов, характеризую тектонический режим конкретного участка земной коры, позволяет выделить созданные им основные типы структур — геосинклинальные, срединно-массивные, платформенные. Внутри этих основных структур могут быть выделены более мелкие, созданные определенным типом тектонического режима, устанавливаемым по особенностям внутреннего строения и состава определенных комплексов и формаций и некоторой их совокупности. Однако следует отметить, что характер тектонического развития и создаваемые им типы структур не всегда могут быть определены достаточно однозначно в связи с недостатком в отдельных случаях детальных исследований, отсутствием «реперных» для данного типа структур комплексов, разнобразием в понятиях и существующей неоднозначностью в определении степени информативности тех или иных комплексов.

Отдельно стоят комплексы, характеризующие процессы активизации, которые, накладываясь на различные структуры, создают новые, но, по-видимому, принципиально отличные структуры уже другой категории. Вообще же проблема активизации достаточно дискуссионна, что обуславливает большое количество различных представлений об этом процессе и признаков, его определяющих.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КЕНОРЕНСКОГО И СФЕНО-КАРЕЛЬСКОГО ЦИКЛОВ

Кристаллическое основание региона сложено суперкрупными породами, метаморфизованными преимущественно в гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях прогрессивного метаморфизма. Они являются продуктами двух условно разделенных геосинклинальных циклов — более древнего кеноренского (архей-раннепротерозойского?) и более молодого — сфенокарельского (ранний — средний протерозой?). Это в основном гранито-гнейсовые, амфиболито-сланцево-гнейсовые и другие метаморфические комплексы, сопровождаемые редкими телами metabазитов и палингенных гранитов. Предполагается, что крупные тела гранито-гранодиоритов и плагиогранитов анорогенные и завершили формирование сиалической «гранитной» коры региона.

Среди образований этих циклов выделяются следующие комплексы.

Мигматит-гнейсовый комплекс (AR—PR₁). Образования комплекса в основном развиты в пределах Гиссарской, Южно-Гиссарской, Хорезм-Байсунской и Амударья-Кугитангской зон. Они обнажаются в Юго-Западном Гиссаре (байсунская серия, малянгурская и маляндская свиты сурхантауской серии) и Каратегине (каратегинская серия). Вскрыты скважинами в Гаурдаке и установлены по данным геофизики вдоль бассейна р. Аму-Дарьи под отложениями мезо-кайнозоя (Ахмеджанов и др., 1975).

Байсунтауская серия включает караташскую (2000—2600 м), ходжабузбаракскую (1600 м), айлянгарскую (1400—1650 м) и шатутскую (800 м) свиты. Сложена она метаморфитами в основном амфиболитовой фации метаморфизма, местами с реликтами гранулитовой и линзами эклогитоподобных пород (Покровский, 1974). В ее составе преобладают высокоглиноземистые гнейсы (кордиерит-силлиманитовые, мусковит-биотитовые, биотит-амфиболитовые, силлиманит-биотитовые с гранатом и др.) с прослоями ортоамфиболитов, пироксеновых гнейсов, кристаллических мраморов, кварцитов с телами аполерцолитовых метаультрабазитов.

Сурхантауская серия, из которой в состав комплекса включены малянгурская (1000 м) и маляндская (1400 м) свиты, сложена преобладающими микрогнейсами и мусковит-биотитовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми и дру-

гими гнейсами с прослоями метавулканитов среднего — кислого состава, кварцитов, мигматитов, гранито-гнейсов.

В Каратегинской серии (Н. А. Попова и др.) преобладают кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями амфиболитов и мраморов, а в ядрах куполов — мигматиты и гранито-гнейсы. Изотопно-свинцовым методом для биотитовых гнейсов по четырем пробам определен возраст 2,5—3,9 млрд. лет (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Мурина). Возраст наложенного метаморфизма гнейсов караташской свиты (К—Аг) 1400 млн. лет, шатутской — 1239 млн. лет, амфиболов из перидотитов Уруклинского массива — 1465 млн. лет (Ахмеджанов и др., 1975)¹.

Амфиболито-гнейсовый комплекс (AR—PR₂). Включает глубоко метаморфизованные образования (амфиболитовой, нижние части до гранулитовой фации), выделяемые как ауминзинская свита в Ауминзатау, Бельтау, Северном Нуратау и Южном Тамдытау, учкудуктауская — в Северном Тамдытау, терексайская — в Кассане, а также гнейсы и амфиболиты Пскемского хребта. Ауминзинская свита сложена гнейсами, кристаллическими сланцами с прослоями амфиболитов (500 м), а учкудуктауская — гранито-гнейсами, празинитами, гранат-эпидот-альбитовыми, полевошпат-альбитовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами и гнейсами с редкими прослоями песчаников, кварцитов и амфиболитов (около 1100 м).

Терексайская свита к архей-протерозою отнесена условно. Представлена кристаллическими кварцево-мусковитовыми и кварцево-биотитовыми сланцами (500 м) с прослоями амфиболитов и гранато-слюдистых сланцев с двумя мощными (до 150—200 м) горизонтами мраморов.

В ядре Пскемского антиклинория в небольшом блоке обнажаются кварцево-полевошпатовые, кварцево-слюдистые сланцы, амфиболиты, гнейсы мощностью до 200 м с многочисленными инъекциями плагиигранитов. Их ксенолиты часто отмечаются в плагиигранитах Бешторского массива (915—830 млн. лет), а галька — в базальных конгломератах вендского комплекса.

Архей-среднепротерозойский возраст вышеуказанных свит определяется условно на основании сопоставления с подобными образованиями Северного Тянь-Шаня и Каратегина. Абсолютный возраст (свинцово-изохронный метод) метаморфизма ауминзинской свиты Ауминзатау, по данным Б. Я. Хоревой, 1300 млн. лет.

Образования архей-среднепротерозойских комплексов смяты в систему куполовидных структур субширотного и северо-западного простирания, осложненных изоклинальными лежащими складками и складками течения. Общая их мощность достигает 9,5—10 км.

Метавулканогенный («зеленокаменный») комплекс (PR₁₋₂). Образования комплекса известны в Юго-Западном Гиссаре (ханди-

¹ А. В. Покровский отрицает наличие в указанных зонах архей-протерозойских образований, считая данные абсолютного возраста значительно завышенными.

зинская свита), в Ауминзатау, Бельтау, Северном Тамдытау (карабулакская), в Султануиздаге (урусайская), Северном Нуратау (иттынусайская), Северном Букантау (кумбулакская), Кане (канская) и Кассане (нижняя семизсайская подсвита). По данным геофизики и бурения, породы, аналогичные относимым к описываемому комплексу, устанавливаются под покровом мезозойско-кайнозойских отложений в пределах Северных Кызылкумов.

Породы комплекса представлены главным образом различными метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации сланцами, иногда с прослоями и линзами доломитов и известняков; местами широко развиты метаморфизованные в этой же фации вулканиты основного состава.

Мощность включаемых в комплекс образований колеблется от 200 (кумбулакская свита) до 500—1500 м, достигая в отдельных случаях 2800 м (семизсайская свита). Нижне-среднепротерозойский возраст определяется условно на основании стратиграфического положения между архей-нижнепротерозойской и вышележащей, охарактеризованной проблематикой, рифейской толщами. Имеются данные абсолютного возраста по роговой обманке из иттынусайской свиты Северного Нуратау (631 млн. лет, В. В. Баранов), из слюдяных сланцев (от 444 до 718 млн. лет, Ф. Аскарлов) и канской свиты Карачатыра (от 370 до 388 млн. лет, Г. С. Поршняков), определяющие возраст неоднократно наложенного метаморфизма.

Образования комплекса смяты в простые системы брахиструктур преимущественно северо-западного простирания. Весьма характерна для этих образований плейчатость и мелкая гофрировка.

Отложения формировались в условиях геосинклинального режима, по строению и составу весьма напоминают так называемые «зеленокаменные» геосинклинали Восточно-Европейской платформы и Казахстана.

Амфиболит-мигматит-гнейсовый (нерасчлененный) комплекс (AR—PR₁₋₂). К данным образованиям отнесены кристаллические толщи, вскрытые бурением в Западном Узбекистане (восточнее и юго-восточнее Султануиздага), а также относительно высокоскоростные ($V_T = 5,9—6,2$ км/сек) породы под чехлом мезо-кайнозоя. Особенно широко они развиты в пределах Северных Кызылкумов и возвышенностей Бельтау.

По составу это, по-видимому, аналоги пород архея — среднего протерозоя, обнажающихся в домезозойских выходах и описанных выше. Степень метаморфизма пород от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации с широким развитием диафтореза.

Амфиболито-сланцевый (нерасчлененный) комплекс (AR—PR₁₋₂). К данным образованиям условно отнесены сланцы, амфиболиты, кварциты, алевролиты, вскрытые скважинами около Букантауского горного массива, а также считающиеся условно докембрийскими на основании комплексной интерпретации гравитаци-

онных и магнитных данных породы, широко развитые в пределах Северных и Центральных Кызылкумов.

Высокоглиноземистые граниты и гранито-гнейсы (AR—PR). Образование комплекса известны в Юго-Западном Гиссаре, Каратегине и представлены разновозрастными магматическими телами, возникшими под влиянием процессов ультраметаморфизма и гранитизации. Более ранними являются автохтонные мигматит-плутоны (айлянгарские «гнейсо-тоналиты» и др.), более поздними — пластовые и акмолитовые тела глиноземистых гранитов (Среднеуруклинский, Бахчинский и др.). Приурочены они к древним (протерозойские?) метаморфическим образованиям, имеют с ними обычно постепенные переходы, хотя отмечаются и резкие, секущие контакты.

Дорифейский возраст пород комплекса в известной степени условен. Установлен на основании тесной приуроченности образований комплекса к древним метаморфическим толщам, абсолютный возраст метаморфизма которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет 1300—1600 млн. лет. Возраст Айлянгарского массива по циркону из тоналито-гнейсов равен 1350 ± 60 млн. лет (Ахмеджанов и др., 1975).

Какая-либо минерализация в связи с породами комплекса не выявлена.

Гранит-гранодиоритовый комплекс (aR?). К этому комплексу отнесены так называемые «докарбонные» массивы Юго-Западного Гиссара (Вахшиварский, Обинаврузский и ряд более мелких), которые прорывают суперкрупную толщу архей-нижнего протерозоя, а сами перекрываются базальным горизонтом осадочно-вулканогенной зойской свиты визе. Подобные же массивы имеются и в Каратегине, вскрыты скважинами в Хивинско-Бухарском районе. Радиологическое изучение мусковитов из двуслюдяных гранитов Вахшиварского массива и двуслюдяных грейзенизированных гранитов Обинаврузского массива показало, что их возраст (в данном случае наложенного изменения) соответственно составляет $360—362 \pm 15$ и 340 млн. лет (Каталог интрузивных массивов Узбекистана, часть II, 1975), в связи с чем большинство исследователей принимают его за девонский. Т. Н. Далимов и В. И. Айзенштат (1972), исходя из фактов автохтонности массивов и наличия постепенных переходов в докембрийские образования, считают их возраст докембрийским, А. В. Покровский (1974) — каледонским, а М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1975) — предрифейским.

Массивы приурочены к небольшим инъективным антиклиналям и имеют связь с мигматитовыми куполами. Сформированы в следующей последовательности: кварцевые диориты, двуслюдяные граниты, мелкозернистые аплитовидные граниты. Принадлежат к абиссальной фации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГРЕНВИЛЬСКОГО ЦИКЛА

Сюда отнесены образования, сформировавшиеся в период нижнего — среднего рифея в областях с разным тектоническим режимом.

Образования гренвильского цикла развиты в пределах Чаткало-Нарынской части Срединного Тянь-Шаня и в Южном Тянь-Шане. Представлены они осадочными, вулканогенно-осадочными и магматическими породами, объединенными в описываемые ниже комплексы.

Метаизвестняково-сланцевый комплекс ($R_1?$). Возраст его достаточно условен, в пределах Срединного Тянь-Шаня объединяет толщу пород (бабаджанская свита), обнажающихся в тектонических блоках в осевой части Пскемского хребта. Представлены они **мраморами**, мраморизованными известняками и доломитами с прослоями песчаников, углистых и углисто-кремнистых сланцев (1800—1900 м). Прорываются гранитоидами, по составу близкими к предверхнерифейским плагиогранитам Бешторского массива.

Отдельные блоки мраморизованных известняков обнажаются также среди вендских и нижнепалеозойских образований вблизи выходов Бешторского, и внутри гранитоидов Музбельского массивов.

К данному комплексу могут быть условно отнесены метаморфизованные в зеленосланцевой фации различные сланцы и известняки Кассана, выделяемые как верхняя семизсайская подсвита, залегающая с перерывом на метаморфизованных в эпидот-амфиболовой фации породах нижней семизсайской подсвиты, включенных в комплексе кристаллических сланцев. По-видимому, верхняя семизсайская подсвита стратиграфически располагается ниже бабаджанской свиты и, возможно, обе они составляют единую серию отложений.

Комплексе формировался в условиях мелкого прибрежноморского бассейна в обстановке спокойного тектонического режима.

Слюдисто-сланцевый комплекс ($R_2?$). Развита в пределах Думинзатау, Южного Тамдытау, Северного Нуратау (узунсайская свита) и в юго-западной части Большого Каратау. Представлен светлыми кварцево-слюдистыми и кварцево-биотитовыми сланцами с характерным шелковистым блеском и редкими прослоями алевролитов, песчаников, светлых кварцитов и актинолит-хлорит-серпичитовыми сланцами. С видимым согласием они перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями тасказганской свиты (R_3) и ее аналогов.

К этому же комплексу, вероятно, необходимо отнести и слюдистые сланцы нижней части кусавлинской свиты Туркестанского хребта, а также обнажающиеся в Карачатыре битуминозные известняковые блоки (60—80 м) со среднерифейскими онколитами (опр. И. Т. Журавлевой). Взаимоотношения блоков с отложениями кембрия тектонические.

Таким образом, в пределах Западного Узбекистана, Туркестанского хребта и Южной Ферганы развит песчаниково-сланцевый тип разреза с линзами и прослоями известняков. Он характеризуется хлорито-биотитовой субфацией метаморфизма, в то время как вышележащие отложения верхнего рифея — серицито-хлоритовой.

Особенности строения и состава пород позволяют говорить о формировании их в платформенных условиях.

Зеленосланцево-андезит-диабазовый комплекс ($R_{1-2}?$). Развит в пределах Кассана (Срединный Тянь-Шань), где в его составе выделяются алмалыбулакская и каратерекская свиты, ранее относимые к аналогам кембрия — среднего ордовика.

Алмалыбулакская свита с большим размывом залегает на образованиях метакристаллическо-сланцевого комплекса — семизсайской свите. Нижняя ее часть сложена слюдисто-кварцевыми сланцами, окварцованными песчаниками, кислыми вулканитами и весьма сходна с эжургенкольским комплексом Киргизско-Терской зоны. Выше располагаются слюдисто-кремнистые сланцы, песчаники и пачка хлорит-кремнистых сланцев с прослоями мраморизованных известняков; завершается разрез метаморфизованными вулканитами среднего — основного состава и сланцами. Эта часть разреза сходна с кенкольским комплексом (Киргизско-Терская зона), возраст которого по стратолитам средне-рифейский (аналог авзянской свиты Южного Урала, В. Г. Королев, И. К. Крылов, 1962). Мощность свиты 1000 м.

Для строения алмалыбулакской свиты характерны следующие особенности: 1) наличие двух осадочно-вулканогенных толщ (нижней — кислой, верхней — средней и основной), разделенных известняково-сланцевой толщей и 2) изменение состава по простиранию: к югу увеличивается количество кислых вулканитов, к северо-востоку — основных и средних, а также прослоев мраморов.

По строению свита отдаленно напоминает свиту Большого Нарына, сложенную в основном рассланцованными вулканитами кислого состава.

Каратерекская свита со стратиграфическим несогласием перекрывает различные горизонты алмалыбулакской и представлена внизу песчаниками и алевролитами (до 200 м) с редкими линзами мраморизованных известняков с водорослями, а выше — толщей метаморфизованных в высокотемпературной фации зеленых сланцев первично пелитолитовых и псаммитовых пород и вулканитов среднего — основного состава (1300 м). Верхняя толща по составу аналогична терсейскому комплексу Северного Тянь-Шаня, в верхней части которого отмечаются прослой карбонатов с микрофитолитами низов верхнего рифея (Королев, Киселев, 1971).

Терригенно-вулканогенный характер отложений, часто с кислыми и средними вулканитами, наличие поверхности очень крупного несогласия в основании комплекса, а также общие особенности строения могут свидетельствовать о формировании его в результате тектоно-магматической активизации, а переслаиваю-

щиеся морские и континентальные толщи — о разнонаправленном характере тектонических движений.

Комплекс натровых гранитов и плагиогранитов (R_{2-3}^2). Образование комплекса слагают ряд вытянутых в северо-восточном направлении интрузивных массивов (наиболее крупный — Бештор-Тундукский и Музбельский), располагающихся в водораздельных частях Пскемского хребта и Таласского Алатау (Срединный Тянь-Шань). Общие масштабы развития пород комплекса сравнительно небольшие. На современном эрозионном срезе они занимают площадь около 300 км².

Среди пород можно выделить две разновидности: плагиограниты и микроклиновые лейкократовые граниты. Они имеют сходство и различия. Так, в плагиогранитах калишпат представлен ортоклазом, в лейкократовых гранитах — микроклином с хорошо выраженной микроклиновой решеткой (Козырев и др., 1972).

Среди пород комплекса преобладают среднезернистые двуслюдяные плагиограниты, несколько меньше — их порфириовидных разновидностей, связанных взаимопереходами и тяготеющих к апикальным частям массивов и участкам пологой кровли. Сравнительно широко развиты и лейкократовые микроклиновые граниты.

Возрастные взаимоотношения указанных разновидностей окончательно не выяснены. Однако в 1962 г. В. М. Петров в правом борту Юлдысяя наблюдал интрузивный контакт и прорывание плагиогранитов (названные им адамеллитами) гранитами. Если это так, то Бештор-Тундукский массив окажется многофазным и, следовательно, в составе комплекса можно будет выделить две формации.

Аналогичные по составу и тектоническому положению массивы известны в восточной части Срединного Тянь-Шаня — Сарыджазе и ущелье р. Янцзы.

Возраст массивов определяется довольно однозначно: они прорывают отложения нижнего — среднего рифея и трансгрессивно перекрыты одной и той же региональной стратиграфической единицей — вендским комплексом (узунбулакская свита, мурсашская серия). Абсолютный возраст (К—Аг) мусковитов из пегматитовых жил Сарыджазского (829 ± 20 млн. лет), Музбельского (842 ± 20), Бештор-Тундукского (853 ± 25) массивов (Адышев и др., 1972) и его пород (плагиограниты, 915—830 млн. лет) свидетельствует об их принадлежности к гренвилльскому тектоническому циклу, причем формировались они в условиях наложенной активизации (по северному краю древней эпикарельской платформы).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАЙКАЛЬСКОГО ЦИКЛА (R_3-V)

В пределах выходов палеозоя верхнерифей-вендские образования известны главным образом в западной части Южного Тянь-Шаня, а также в пределах Каратау-Нарынской зоны. Широко развиты они в этих же районах под покровом мезо-кайнозойских

отложений, где устанавливаются геофизическими методами и вскрыты бурением. Представлены в основном зрелыми терригенными отложениями, хорошо выдержанными по составу и мощностям на огромных пространствах.

В пределах Каратау-Нарынской части Срединного Тянь-Шаня формирование терригенных отложений сопровождалось проявлением базальтоидного, повышенной щелочности вулканизма, обусловленного, вероятно, процессами активизации. Все образования байкальского цикла разделены на три комплекса.

Доломито-кварцитовый комплекс (R₃). Известен в Ауминзатау, Бельтау, Южном Тамдытау (тасказганская свита), Северном Нуратау (сувликсайская), Северном Тамдытау (аккудукская), Южном Букантау (кокпатасская), Туркестанском хребте (средняя часть кусавлинской свиты) и в Кассане («аюторская»).

Тасказганская, сувликсайская, аккудукская и кокпатасская свиты близки по составу и строению. Сложены они в основном чередующимися пачками алевролитов, песчаников, слюдистых и кварцитовидных сланцев, кварцитов с линзами доломитов и известняков. В. В. Баранов отмечает наличие в Северном Нуратау (Сувликсай) аповулканогенных пород, возраст которых (K—Ar) 417—484 млн. лет, а по амфиболам из них — 577 и 631 млн. лет. С юга на север в разрезах комплекса намечается увеличение доли песчаников и алевролитов за счет сланцев.

Включаемая в состав комплекса кусавлинская свита (Туркестанский хребет) сложена в основном кварц-биотитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами с редкими тонкими прослоями кремнистых и карбонатных пород.

«Аюторская» свита, относимая к данному комплексу весьма условно, представлена существенно терригенными отложениями. Низы ее состоят из толстослоистых песчаников с линзами и прослоями гравелитов, конгломератов и незначительного количества сланцев, верхи — из ритмично чередующихся полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

Возраст образований комплекса определяется следующими данными. Из доломитов кокпатасской свиты М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев (1967) собрали фауну верхнепротерозойского возраста (определение А. Г. Поспелова); позже (И. Т. Журавлева, Б. В. Яскович и др., 1970), этот возраст был подтвержден новыми сборами.

В аккудукской свите (Северный Тамдытау) известны онколито-кремнистые и онколито-карбонатные прослои и линзы (Ш. Ш. Сабдушев и др., 1969). Единичные озагии обнаружены в верхах тасказганской свиты Ауминзатау. В сувликсайской свите из расположенных в основании линз доломитов отобраны онколиты и бактериальные образования, характеризующие, по заключению А. Г. Поспелова, верхнерифейский возраст вмещающих отложений (Абдуллаев и др., 1972).

Озаги верхнего рифея — венда обнаружены также в Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, Южном Тамдытау, Марджанбулаке и районе «Тамерлановых ворот» (Ахмеджанов и др., 1975).

Верхнерифейский возраст образований подтверждается и данными абсолютного возраста доломитов из таскаганской свиты Южного Тамдытау, определенного изохронно-свинцовым методом (870—1300 млн. лет, Б. Я. Хорева). Выдержанные на больших площадях состав и мощность (до 1000 м) отложений говорят в пользу их накопления в мелководном морском бассейне в условиях платформенного или близкого к нему режима.

Для комплекса характерно наличие углеродисто-кремнистых пород с повышенным содержанием сингенетичного фосфора, ванадия и других элементов, наложена серебро-сурьмяная, золото-сульфидная и графитовая минерализация.

Сероцветный алевролитопесчанниковый комплекс (V?). Отложения известны в Ауминзатау, Северном Нуратау и Бельтау, где они представлены нижней частью бесапанской свиты, в Южном Тамдытау — мурунтауской, Южном Букантау — коксайской и в Туркестанском хребте — верхней частью кусавлинской.

Нижняя часть бесапанской свиты сложена кварц-слюдистыми, слюдисто-кварцевыми сланцами, алевропесчаниками, алевролитами, гравелитами мощностью до 1000 м.

В Южном Тамдытау комплекс представлен мурунтауской свитой, состоящей из альбит-кварцевых, альбит-хлорит-кварцевых, биотит-хлорит-кварцевых, хлорит-кварцевых роговиков, сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью до 700 м. Характерна неотсортированность обломочного материала, плохая окатанность обломков и наличие «плавающей» гальки кварцитов, реже известняков, повышенное содержание углеродистого вещества.

Коксайская свита Южного Букантау представлена ритмично переслаивающимися черными, темно-серыми и зеленовато-серыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и серицитизированными глинистыми сланцами олигомиктового и полимиктового состава мощностью до 700 м. Обломочный материал состоит из плохо окатанных обломков кварца (преобладает), полевого шпата, кремнистых пород и углисто-графитистых сланцев.

Верхи кусавлинской свиты (Туркестанский хр.) сложены «тиллитоподобными» конгломератами и полосчатыми сланцами. Вендский возраст этих свит определяется стратиграфическим положением над верхнерифейскими образованиями. Цифры абсолютного возраста, установленные калий-аргоновым методом по валу (Северный Нуратау), колеблются в пределах $487-535 \pm 12$ млн. лет (Б. Я. Хорева).

Породы этого комплекса, как и предыдущего, формировались в спокойных условиях платформенного или близкого к нему режима.

Спарагмитовый комплекс (R_3^2-V). Его отложения довольно широко развиты в Пскем-Сандалашском горном узле, а также в Большом Каратау (Срединный Тянь-Шань) и бассейне р. Нарын. В. Г. Королев (1960) объединяет их в единую вендскую покровную молассу, образование которой связано с позднебайкальскими ортогенными движениями.

В объеме комплекса довольно отчетливо выделяется узунбулакская и шорашуйская свиты. Максимальная мощность отложенный комплекса отмечается в Сандалашском хребте — до 1000—1400 м; резко сокращенный разрез — в юго-западной приосевой части Пскемского хребта, где мощность комплекса не превышает 150—200 м. Обнажающаяся нижняя часть (узунбулакская свита) сложена в основном полевошпат-кварцевыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, состоящими из плохо отсортированных обломков сланцев, песчаников, метаморфических пород, плагиигранитов. Выше они сменяются филлитовидными сланцами, часто с прослоями и линзами известняков. Верхняя часть комплекса, соответствующая шорашуйской свите, начинается «тиллитоподобными» конгломератами, среди которых отмечаются горизонты туфов и эффузивов основного состава. За «тиллитоподобными» конгломератами следуют ритмично чередующиеся полимиктовые песчаники, алевролиты, алевролитистые глинистые сланцы; преобладают песчаники. Местами встречаются линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

В низах разреза комплекса Пскемского хребта присутствуют прослои и линзы вулканитов преимущественно основного состава повышенной щелочности (трахибазальты) с высоким содержанием титана и фосфора. В последнее время эта часть комплекса выделяется как самостоятельная мурашская свита (Адышев и др., 1972).

Характер отложений и разреза свидетельствует о формировании пород комплекса в условиях расчлененного рельефа в континентальной и частично прибрежно-морской обстановке, а проявления вулканизма — о процессах активизации.

Для комплекса характерны ванадиеносные (с молибденом) углеродисто-кремнисто-сланцевые породы и установлены небольшие палеороссыпи золота, пласты с желваковыми фосфоритами, прослой железосодержащих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАЛЕДОНСКОГО ЦИКЛА (C_m-D_1)

По мнению М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова (1977), геологические комплексы каледонского цикла формировались в условиях нарастающей тектонической активности и ранние комплексы характеризуют режим подвижной платформы (субплатформенный), а более поздние — условия внутриплатформенных прогибов рифтоподобного типа (Южный Тянь-Шань) или акти-

визированных поднятий, образуя вулканические ореолы (Срединный Тянь-Шань, Южный Гиссар).

Однако некоторые исследователи (Т. М. Мацокина, Л. М. Глейзер и др.) считают, что формировавшиеся в пределах Южного Тянь-Шаня породы характеризуют геосинклинальный режим развития этого региона в каледонском цикле.

Неоднозначно решается и вопрос о наличии интрузивов каледонского цикла. Так, В. А. Арапов, М. Гесь, Ж. Кузнецов и др. (Геология СССР, т. XIII, 1972) образования адамеллит-гранит-аляскитового комплекса считают каледонскими, а другие (Борисов, 1970) относят их к герцинским.

Ниже описываются геологические комплексы каледонского цикла в их возрастной последовательности.

Углеродисто-известняково-сланцевый комплекс (Сп—О₁). Отложения этого комплекса широко распространены в пределах Южного Тянь-Шаня (Туркестанский хребет, Северный и Южный Нуратау, Букантау, Гобдунтау, Тамдытау и др.).

Наиболее полный, фаунистически охарактеризованный, но обнаженный в тектонических блоках разрез известен в Туркестанском хребте. Здесь он начинается отложениями нижнего кембрия (50—100 м), представленными темно-серыми, черными тонкослоистыми углистыми сланцами, скрытокристаллическими известняками, углисто-графитистыми доломитами.

Среднекембрийские отложения известны в Туркестанском хребте, Северном и Южном Нуратау, Букантау; представлены они буровато-серыми, темно-серыми, аргиллитовыми глинистыми, слюдисто-карбонатными сланцами, алевролитами и кварцевыми песчаниками с прослоями темных и палевых известняков с водорослями (60—500 м). Контакты их повсеместно тектонические и только местами в Туркестанском хребте они трансгрессивно перекрыты породами верхнего кембрия.

Верхнекембрийско-нижнеордовикские отложения, представленные переслаивающимися тонкопосчатными черными известняками, тонкослоистыми, темно-серыми глинистыми сланцами, темно-серыми известняками, углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами (150—300 м), известны в Туркестанском хребте, где они с известняковыми конгломератами в основании залегают на породах майского яруса. Условно выделяются и в Нуратау.

В Северном Тамдытау и Джетымтау II образования комплекса представлены известняками с кембрийскими органическими остатками в виде экзотических глыб, разбросанных среди осадочно-вулканогенных образований ордовика. Подобные же глыбы среди отложений ордовика — силура имеются в полосе Сулюкта—Модыген.

Изолированные выходы нижнеордовикских песчано-сланцевых образований известны в Нуратау. Мальгузарских горах, Чумкуртау и по остаткам граптолитов расчленены на тремадокский и аренигский ярусы. Разрезы их в литологическом отношении весьма вы-

держаны: первый ярус сложен зеленовато- и темно-серыми алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов и сланцев, реже — кремнисто-кварцевых пород и известняков (до 700 м), второй — переслаивающимися серыми и темно-серыми глинистыми и известковистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками с линзами доломитов и известняков, а местами с прослоями угленосных пород до 350 м (Репина и др., 1975).

Осадки формировались в мелководном морском бассейне в условиях «вялого» тектонического режима платформенного типа.

Углеродисто-карбонатно-кремнисто-сланцевый комплекс (Ст-О₁). От сходного с ним предыдущего комплекса отличается широким развитием кремнистых образований. Значительно распространен в Большом Каратау и Пскем-Сандалашских горах, где без видимого углового несогласия перекрывает отложения позднего докембрия. Однако резкий контакт, часто с отчетливыми следами размыва и наличие в кровле докембрийских отложений коры выветривания (Адышев и др., 1972) свидетельствуют о длительном перерыве в осадконакоплении, предшествовавшем формированию пород комплекса.

Внутри комплекса отчетливо выделяются две формации: кремнисто-сланцево-карбонатная и кремнистая.

Отложения первой образуют единую трансгрессивную серию существенно тонкообломочных и биогенно-хемогенных осадков. В низах разреза часто присутствуют углеродисто-глинистые и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, характерные для основания разреза нижнего палеозоя всей северной части Чаткало-Нарынской зоны. В средней и верхней частях формации широко развиты карбонатные породы, представленные доломитами и доломитистыми известняками с редкими прослоями кремнистых сланцев. В западной части Пскем-Сандалашских гор разрез становится более сложным и фациально невыдержанным: преобладают сланцы, доломиты, известняки. Мощность отложений формации не превышает 350—400 м, уменьшаясь к северо-западу до 200—250 м.

Кремнистая формация согласно, но с четким контактом залегает на отложениях кремнисто-сланцево-карбонатной. Низы ее представлены углеродисто-кремнистыми и углеродисто-глинистыми сланцами. Верхи сложены разнообразной гаммой преимущественно кремнистых пород, среди которых преобладают яшмовидные кремнистые сланцы. Мощность отложений невелика и также к северо-западу уменьшается от 120—130 до 90—100 м.

Осадки комплекса накапливались в некомпенсированном прогибе, в условиях спокойного тектонического режима и в значительной удаленности от области сноса.

Для образований комплекса характерна повышенная фосфатность, марганцевоносность и железистость, отмечено повышенное содержание молибдена, ванадия, свинца, иногда серебра.

Сланцево-песчаниковый комплекс (О₂). Отложения комплекса

слагают отдельные тектонические блоки. В Букантау, Тамдытау, Нуратау и Туркестано-Алайских горах преобладают терригенные породы с редкими линзами известняков (300—400 м). В полосе от Кульджуктау до Зеравшанского хребта разрез представлен алевролитами с прослоями песчаников, реже туфов кварцевых порфиров (до 100 м). В блоках западного окончания Кураминского хребта присутствуют прослои углистых и известковистых сланцев и линз известняков.

Породы комплекса формировались в мелководном морском бассейне в условиях спокойного тектонического режима.

Диабазово-песчаниково-сланцевый комплекс (O₂). Известен в пределах полосы от Большого Каратау до Сандалашского хребта. Залегает на среднеордовикских отложениях с резкой границей, а местами (Пскемский хр.) с отчетливой поверхностью размыва. Отложения комплекса сложны и фациально не выдержаны, широко развиты терригенные, хемогенные, биогенные и вулканогенные породы.

Комплекс включает две формации, сменяющие друг друга во времени: рифогенно-известняково-терригенную и вулканогенно-кремнисто-сланцевую.

Первая (120—220 м) сложена алевролитистыми, глинистыми, карбонатно-глинистыми сланцами, кварц-полевошпатовыми алевролитами и реже полимиктовыми песчаниками. Довольно часты горизонты массивных и грубослоистых рифогенных известняков, сильно меняющейся, но в общем небольшой (от 3—7 до 10—15 м) мощности.

Вторая — вулканогенно-кремнисто-сланцевая формация согласно, а местами с размывом перекрывает отложения рифогенно-известняково-терригенной. Мощность значительно меняется от 320—380 до 200—250 м (отдельные районы Пскемского хр.). Низы формации сложены преимущественно глинистыми сланцами, средняя часть — существенно кремнистыми породами, а верхняя — кремнистой толщей с довольно широко развитыми полосчатыми и пятнистыми яшмовидными кремнистыми сланцами и прослоями сургучно-красных яшм. Вулканогенные образования развиты в основном на северо-востоке Чаткальской подзоны, в области Таласского разлома и представлены миндалекаменными диабазами, реже андезитовыми порфиритами, переслаивающимися с кремнистыми образованиями. Заканчивается разрез формации глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков.

Породы комплекса формировались в период значительной активизации и дифференциации тектонических движений, сопровождавшихся в отдельные периоды значительной вулканической деятельностью.

Отложения комплексов характеризуются повышенным содержанием ряда элементов (Mo, Pb, Cu и др.) и железо-марганцевой минерализацией, приуроченной к яшмовидным кремнистым сланцам.

Сероцветный морской молассовый (шлировый) комплекс (O_3 — S_1). Образования рассматриваемого комплекса широко развиты в пределах Большого Каратау, в Угам-Сандалашском горном узле. Внутри комплекса можно выделить две формации: сероцветную терригенную (O_3) и сероцветную вулканогенно-молассовую (S_1). В основании комплекса имеется региональное несогласие и разрыв, а сам он с угловым и азимутальным несогласием перекрыт базальными слоями тюлькубашской свиты (D_3).

Сероцветная терригенная формация наиболее полно представлена в Большом Каратау. Здесь она начинается мощной (до 600 м) толщей разногалечных гравелитов, конгломератов, песчаников с редкими прослоями сланцев. Выше залегают песчаники (500 м), сменяющиеся флишеподобно чередующимися глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками (400 м). В Угам-Сандалашском горном узле отложения формации становятся более мелкозернистыми; уменьшается и общая мощность осадков (1000—1100 м, местами до полного выклинивания). А. Ф. Степаненко указывает на наличие отдельных линз диабазовых и андезитовых порфиритов.

Верхние формации представлены ритмично чередующимися разнозернистыми, полимиктовыми, граувакковыми песчаниками, кварц-полевошпатовыми алевролитами и алевролитистыми сланцами.

Стратиграфическое положение и органические остатки позволяют считать возраст формации верхнеордовикским.

Образования рассматриваемой формации представляют собой типичную сероцветную морскую молассу, формировавшуюся в мелководных морских условиях за счет терригенного материала, поступавшего с поднятия, возникшего в результате интенсивных верхнеордовикских орогенных движений севернее Таласо-Ферганского разлома.

Сероцветная вулканогенно-молассовая формация развита в пределах Кассана и Сумсара. Она характеризуется пестрым составом отложений, представленных песчаниками, алевролитами, глинистыми, углеродисто-глинистыми, углеродисто-кремнистыми, железисто-глинистыми сланцами, реже основными, средними эффузивами и их туфами, а также незначительно развитыми известняками и доломитами.

В бассейне р. Кассан в разрезе отложений лландовери значительное место занимают кислые и средние по составу туфы, а в ряде мест зафиксированы красноцветные обломочные породы (Чанач, Арабулак, Қанышказ). В Угамском и Пскемском хребтах в верхах разреза появляются прослои известковистых илов и линзы ленточных известняков.

По комплексу фауны возраст формации лландовери-нижневенлокский.

Большая изменчивость фациального состава и мощностей (от 0 до 2000 м) свидетельствует о формировании комплекса в условиях дифференцированных преобладающих восходящих орогени-

ческих движений. Морские отложения в верхней части разреза замещаются прибрежно-морскими, лагунными и даже континентальными.

Сероцветный молассоидный комплекс ($O_3^2-S_1$). Отложения комплекса фрагментарно развиты в юго-западных отрогах Чаткальского и Кураминского хребтов и Моголтау и более широко к западу от них под мезо-кайнозойским чехлом, где устанавливаются по геофизическим данным.

Комплекс сложен преимущественно терригенными породами — полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Спорадически встречаются мелкогалечные конгломераты, гравелиты, известняки. Для отдельных частей разреза комплекса иногда характерно ритмичное строение — тонкое и грубое чередование различных типов пород.

Фаунистически комплекс слабо охарактеризован. В горах Моголтау в последнее время в алевролитах и сланцах обнаружены граптолиты нижнего силура (лландовери). Однако возможно, что низы комплекса имеют и более древний, ордовикский возраст. Общая мощность отложений комплекса достигает 2500—3000 м.

Породы комплекса формировались в морских сравнительно мелководных условиях, в обстановке субплатформенного режима.

Известняково-диабазово-сланцевый комплекс ($O_3^2-S_1$). Широко развит в пределах Южного Тянь-Шаня, слагая до 30% выходов палеозоя. Представлен довольно однообразной слюдисто-кварцевой аргиллито-сланцевой (флишоидная) толщей, местами с прослоями известняков и вулканитов, главным образом основного состава, причем в северной части Южного Тянь-Шаня (Южный Тамдытау, Нуратау, Туркестанский и Алайский хребты) среди прослоев резко преобладают вулканогенные, а в пределах южной части — карбонатные. Фрагменты терригенно-карбонатного разреза установлены и в пределах Южного Гиссара.

Низы комплекса (отложения верхнего ордовика) сложены в основном граувакковыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями углисто-глинистых сланцев, известняков (Алайский хр.) или линз известняков и прослоев туфов кислого и основного состава (Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Зеравшано-Гиссарский регион). Мощность 200—700 м.

Средняя часть разреза комплекса (отложения нижнего и среднего лландовери) представлена переслаивающимися пачками глинистых, слюдисто-глинистых алевролитов, аргиллитов и сланцев с граптолитами. Верхи разреза (верхний лландовери, нижний венлок) имеют шлировое строение из-за изменчивости состава как по простиранию, так и по разрезу. Они представлены переслаивающимися известняками и доломитами (прослой или линзы) со слюдисто-кварцевыми и граувакковыми алевролитами и песчаниками, реже аргиллитами, углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами. Вдоль некоторых участков разломов (Нуратау, Мальгузар, Туркестанский и Алайский хребты) разрез становится слан-

цево-вулканогенным. Вулканиды представлены туфами, туфолавами, туфобрекчиями, шаровыми лавами диабазов и диабазовых порфиритов с прослоями туффитов, туфопесчаников, темных сланцев, линз известняков, яшм и кремней с фауной верхнего лландовери-венлока (до 1000 м). В разрезе лландоверийских, в меньшей мере венлокских отложений присутствуют прослои кремнистых фосфоритоносных пород (желваковые, реже пластовые залежи).

Суммарная мощность колеблется в пределах 500—2500 м. Возраст комплекса обоснован по граптолитам; в верхней части имеются кораллы, брахиоподы, наутилоидеи, трилобиты, табуляты и др.

Осадки формировались в широком мелководноморском проливе, в относительно спокойной тектонической обстановке, характеризующейся плавными дифференцированными перемещениями блоков по глубинным разломам и подводным вулканизмом.

Спилит-диабазовый комплекс (S_2-D_1). Породы комплекса прерывистой полосой протягиваются вдоль северного обрамления Южного Тянь-Шаня. Максимально развиты они, по данным геофизики и бурения, к северо-западу от палеозойских выходов Северного Нуратау до северо-восточной части Тамдытау.

Отложения комплекса представлены спилитами, диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами, переслаивающимися с серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, песчаниками с подчиненными пластами известняков, кварцитов, реже конгломератов. В общем же состав и строение комплекса довольно непостоянны и значительно изменяются в латеральном направлении. В отдельных разрезах отмечаются эффузивы повышенной щелочности. Не исключено, что они могут оказаться представителями самостоятельного субщелочного комплекса. Общая мощность достигает, по-видимому, 2500—3000 м.

Возраст пород по фауне, присутствующей в терригенных отложениях, определяется как венлок-лландовери; отмечается перекрытие образований комплекса лудлов-нижнедевонскими известняками. Абсолютный возраст вулканидов 364 ± 15 млн. лет. Для пород комплекса характерно размещение в них (особенно в туфогенных разностях) колчеданных и колчеданно-полиметаллических проявлений.

Карбонатно-вулканогенно-терригенный (нерасчлененный) комплекс ($O_3?-D_1$). Известен в пределах Южного Гиссара, где его породы образуют довольно широкую субширотную полосу вдоль южного контакта Гиссарского плутона в западной части.

По данным П. В. Панкратьева и др. в Яккабагских горах в разрезе комплекса довольно отчетливо выделяются две части: нижняя, пестрая по составу и верхняя, более однородная.

Нижняя представлена чередующимися мусковит-кварц-полевошпатовыми, клинодоизит-актинолит-плагноклазовыми, эпидот-хлорит-полевошпатовыми и другими сланцами, часть из которых

образовалась за счет вулканогенных пород, причем в низах разреза преобладали основные, а в верхах — кислые эффузивы. Среди сланцев присутствуют маломощные прослои и линзы известняков, доломитов, доломитизированных и анкеритизированных известняков. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Верхняя часть разреза комплекса сложена переслаивающимися плагиоклаз-кварц-мусковитовыми, мусковит-кварцевыми и другими сланцами, возникшими за счет песчаников, аргиллитов и др. Присутствуют прослои карбонатных пород, здесь более мощных; мощность и количество их к верхам разреза увеличиваются, и они без видимого несогласия и перерыва сменяются карбонатной толщей среднего девона, представленной мраморами с небольшими линзами и прослоями метаморфизованных сланцев и песчаников в основании.

Комплекс формировался, видимо, в период активизации тектонических движений, иногда сопровождавшихся значительной вулканической деятельностью.

Песчаниково-кварц-порфировый (молассово-вулканогенный) комплекс ($S_2—D_1$). Образование комплекса распространены в пределах восточной части Чаткальского хребта, юго-западных окончаниях Кураминского и Чаткальского хребтов, хр. Моголтау; отдельные площади их развития геофизическими методами устанавливаются западнее, под покровом мезо-кайнозойских отложений.

Максимальные мощности комплекса отмечаются на востоке (бассейны рек Коксарек, Сумсар), где они достигают 1000—2000 м. Здесь основание разреза сложено конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, сменяющимися лавами и туфами андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров; вулканылагают 60—90% разреза.

На западе мощности отложений комплекса не превышают 1000 м. Низы его представлены переслаивающимися лавами и туфами андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Мощность этой части разреза в Алмалыкском районе 350 м, к северу (басс. р. Сукок) увеличивается до 540 м.

Верхняя часть разреза известна в бассейне р. Каракия и хр. Калканата, где представлена туфами, туфолавами и игнибридами липаритового и липарит-дацитового состава с прослоями осадочных пород. Подобные же образования обнажаются в Босбутау, Ханбандытау и вскрыты скважинами в полосе между Писталитау и Моголтау.

В характере вулканогенной части разреза довольно отчетливо намечается своеобразная зональность, выражающаяся в том, что в направлении с юга на север исчезают кислые вулканыты, средние приобретают несколько повышенную щелочность (Сукок, Саргардон), а в самых северо-восточных частях вулканической

дуги появляются более основные вулканиты. В Калканате, Каратагате, Каратау и других местах имеются субвулканические аналоги вулканитов, сложенные кварцевыми монцонитами, сиенито-диорит-порфиридами, гранодиорит-порфирами, реже гранит-порфирами.

Комплекс начал формироваться в мелководно-морском бассейне, а затем (вулканиты) в условиях континентального режима. Вулканизм и орогенез в основном связаны, видимо, с проявлением наложенной активизации.

Граувакково-рифогенно-известняковый комплекс (S_2-D_1). Развив в северной половине Южного Тянь-Шаня, главным образом в Туркестано-Алайских горах. Отложения с видимым согласием, а местами со следами размыва залегают на породах лландоверни — нижнего венлока. Базальный слой представлен гравелитами, граувакковыми песчаниками, которые выше сменяются чередующимися пачками сланцев, алевролитов, песчаников с редкими линзами и прослоями известняков. Характерна хорошая отсортированность материала, линзовидное строение осадков, горизонтальная ленточная слоистость, обилие планктона верхов венлока — лудлова.

Верхняя часть разреза представлена массивными пелитоморфными криноидными известняками с фауной нижнего и эйфельского яруса среднего девона. Мощность их колеблется от 400 до 900 м.

Местами верхи (Южный Нуратау, Мальгузар) или почти весь разрез (высокие предгорья Алая) замещен крупными линзами рифогенных тонкослоистых известняков и доломитов с прослоями известковистых и кремнистых сланцев, гравелитов и конгломератов, а в районе развития глубинных разломов (Сох, Киргизата) — вулканитов основного состава (диабазы, диабазовые порфириды, вариолиты и их туфы).

Суммарная мощность пород комплекса около 1000 м. Образовался он в условиях слабодифференцированных тектонических движений в мелководно-морском бассейне.

С кремнистыми сланцами и известняками венлока — нижнего лудлова связаны небольшие проявления желваковых и пластовых фосфоритов.

Карбонатно-молассовый комплекс (S_2-D_1). Обнажается в Букантау, Северном Тамдытау, Карачатыре; отложения установлены в этой полосе бурением и данными геофизики.

Для комплекса характерна быстрая фациальная изменчивость как по разрезу, так и с юга на север (состав становится более грубообломочным), наличие местных и региональных размывов и перерывов в осадконакоплении, колебание мощностей от 0 до 1200 м.

Верхнесилурийские отложения представлены преимущественно морской молассой — грубое чередование пачек полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями и линзами туфогенных песчаников и туфов основного состава, органических известняков.

Отложения нижнего девона местами в основании содержат слои гравелитов и конгломератов и состоят из чередующихся слоев обломочных пород с линзами рифогенных известняков и доломитов.

Тектурно-структурные особенности пород, состав и строение комплекса указывают на его формирование в прибрежно-морской обстановке.

Доломито-известняковый комплекс (S_2-D_1). Широко развит в южной половине Южного Тянь-Шаня (Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские и Каратюбинские горы, Гиссаро-Зеравшанская горная система).

С севера на юг в составе комплекса уменьшается роль терригенного материала в разрезе почти монотонной доломито-известняковой толщи.

Разрез комплекса начинается либо известковистыми песчаниками с прослоями черных глинистых сланцев с граптолитами верхнего венлока (северный склон Зеравшанского хр.), либо листоватыми и плитчатыми мелкозернистыми темно-серыми глинистыми и доломитизированными известняками и доломитами (Гиссаро-Зеравшанские горы) со строматопорондеями, табулятами, ругозами и брахиоподами. Мощность колеблется от 60 до 750 м.

Эти отложения сменяются полосчатыми тонко- и среднезернистыми черными доломитами с редкими табулятами и амфипорами («амфипоровые известняки» бассейна р. Кашкадарья, хр. Чакыл-Калян, Гиссаро-Зеравшанские горы) мощностью до 900—1000 м, переходящими в пятнистые темно-серые доломиты и доломитовые известняки с многочисленными однообразными кораллами, брахиоподами и строматопорондеями («фоллидо-филлидовые известняки») мощностью до 300—350 м (аргская свита S_2).

Разрез комплекса заканчивается нижнедевонскими тонкослоистыми и массивными сгустково-афанитовыми, реже детритусовыми известняками, в нижней части с прослоями доломитов (басс. р. Кашкадарья, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Зеравшанский хр., Чоп и Шатрут; до 500 м).

Суммарная мощность отложений комплекса колеблется от 1500 до 2700 м.

Комплекс формировался в спокойной тектонической обстановке в условиях мелководного прибрежно-морского бассейна.

Адамеллит-гранит-аляскитовый комплекс (D_1). Выделен условно, так как данные о возрастном положении относимых к нему интрузивов неоднозначны и их нижнедевонский возраст некоторые исследователи ставят под сомнение.

Более или менее обоснованно к этому комплексу относят небольшие штоко- и дайкообразные интрузии, расположенные в западной части Кураминского хребта (р-н Алмалыка)².

² В последнее время появляются данные о возможности наличия в западной оконечности Чаткальского хребта донижнедевонских гранитоидов.

Геологический возраст гранитоидов определяется тем, что они прорывают отложения O—S, а в образованиях нижнего девона присутствует галька сходных с ними пород.

По петрографическому составу выделяются биотитовые граниты, часто переходящие в плагиограниты и адамеллиты, гранит- и гранодиорит-порфиры, аляскиты. Не исключено, что отдельные разновидности являются представителями самостоятельных формаций.

Некоторые исследователи в этой возрастной группе пород выделяют так называемые инъекционные граниты, образующие согласные дайкообразные и линзообразные тела в отложениях нижнепалеозойской сероцветной молассоидной формации с нечеткими, расплывчатыми контактами между гранитами и вмещающими породами.

Какая-либо существенная минерализация с породами данного комплекса неизвестна. Некоторые исследователи связывают с ними небольшие зоны окварцевания и кварцевые жилы с молибденитом.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА

Герцинский цикл в истории развития Средней Азии — один из основных. В результате его проявления сформирован герцинский структурный план в Срединном и Южном Тянь-Шане.

Большая дифференцированность тектонических движений обусловила пестроту геологических комплексов, различающихся как по генезису, так и по месту в истории формирования определенного типа структур.

Довольно четко намечаются ряды геологических комплексов, характеризующих такие структуры как геосинклинали и тесно связанные с ними системы краевых (резонансно-тектонические) прогибов, срединные массивы с наложенными структурами активизации, краевые массивы с субплатформенным чехлом и наложенными вулканическими дугами.

Это позволяет описывать геологические комплексы герцинского цикла не в хронологическом порядке, как для предыдущих циклов, а по группам, характеризующим основные тектонические режимы (геосинклинальный, срединномассивный и т. д.).

Следует отметить, что в отдельных случаях в отношении существа информации, которую несут те или иные комплексы, единого мнения нет. Так, О. М. Борисов (1970) считает, что девон-карбонные комплексы, развитые в Каратауской, Северо-Чаткальской подзонах и частично Кассанском секторе характеризуют тектонический режим геосинклинали, заложившейся на месте краевой системы каледонид. По мнению Т. М. Мацокиной, О. П. Горьковского и др., эти комплексы, принципиально не отличаясь от разновозрастных комплексов Кураминской, Ферганской и других подзон Срединного Тянь-Шаня, характеризуют в общем срединномассивный режим, отражая в отдельных случаях наложенные структуры.

Не все комплексы, отнесенные, например, к геосинклинальным, формируются в условиях геосинклинального режима. Многие близкие по строению и вещественному составу могут формироваться в различных тектонических условиях, однако связь с другими комплексами, предшествующая их образованию история развития региона и другие факторы позволяют достаточно определенно относить «нереперные» комплексы к той или иной группе. При этом некоторая условность, естественно, сохраняется.

Группа комплексов, сформировавшихся в условиях геосинклинального тектонического режима

В эту группу включены комплексы, характеризующие Южно-Тяньшаньскую геосинклиналь и южную часть эвгеосинклинали Урала. С определенной долей условности, связанной с указанным выше различием информативности отдельных комплексов, в этой же группе описан и верхнедевон-нижнекарбонные, в основном карбонатные комплексы Каратауской и Северо-Чаткальской подзон.

Группа комплексов, характеризующих эвгеосинклиналь Урала (западная часть Султануздага и Южное Приаралье), не отличается разнообразием. Имеющиеся сведения по геологии в сочетании с данными геофизики и бурения позволили выделить здесь всего пять комплексов, относящихся к ранней и средней стадиям геосинклинального развития.

Диабазово-карбонатно-сланцевый комплекс (D₂₋₃). Обнажается в Султануздаге и по данным бурения и геофизики слагает узкую полосу к северу от него.

В составе комплекса довольно четко выделяется три части, известные как джамансайская, башмазарская и кулянчикская свиты. Нижняя (около 2000 м) сложена светлыми известняками и известковистыми сланцами, сменяющимися черными тонкоплитчатыми известняками, чередующимися с звенящими кремнистыми и кремнисто-известковистыми сланцами и алевролитами с прослоями темных кварцитов и песчаников. Далее следуют амфиболизированные и хлоритизированные туфы диабазовых и андезитовых порфиритов, туффиты, и слюдисто-кварцевые сланцы, слюдистые кварциты и песчаники.

Средняя часть (1500 м) характеризуется большой фациальной изменчивостью. Сложена слюдисто-кремнистыми, кварцево-хлоритовыми сланцами с прослоями микрокварцитов, серых известняков, туфогенных алевролитов и туфов диабазовых порфиритов.

Верхняя часть (до 100 м) состоит из тонкополосчатых известняков с фауной верхнего девона, вверху переслаивающихся с глинистыми и известковистыми сланцами и туффитами.

Возраст устанавливается по находкам криноидей раннего — среднего девона и брахиопод фаменского яруса верхнего девона.

Отложения комплекса формировались в мелководно-морской

обстановке в условиях геосинклинального режима. Вулканическая деятельность более активно происходила, по-видимому, в Южном Приаралье, так как количество вулканических продуктов увеличивается с востока на запад.

Диабазово-андезитовый комплекс ($D_2^?$ — C_1). Известен в восточной оконечности Султануиздага (шейхджейлинская свита), вскрыт скважинами до г. Нукуса, а по данным геофизики прослежен до акватория Аральского моря.

Сложен зеленовато-серыми туфами диабазовых, реже андезитовых порфиритов с прослоями туфитов, туфо-песчаников, туфолав, туфоконгломератов. Изредка встречаются горизонты шаровых лав и прослой зеленых сланцев, кварцитов и линз кремнистых известняков. Характерны зеленокаменные изменения, обусловленные широким развитием процессов амфиболизации и хлоритизации.

Из линз известняков в верхах и низах комплекса собрана многочисленная фауна, свойственная верхам эйфеля и низам живета Урала. Однако ряд форм гастропод относится к родам, которые встречаются только в отложениях карбона Европы и Америки. В связи с этим К. К. Курбаниязов и др. (1976) не исключают нижнекарбонный возраст комплекса, допуская, что девонская фауна переотложена.

Формировался комплекс в морских геосинклинальных условиях ранней стадии развития. С ним связаны небольшие рудопроявления меди, марганца, барита.

Терригенный флишевый комплекс ($C_2^?$). Довольно широко распространен в Южном Приаралье, где вскрыт скважинами (Тахтакуыр, Приозерная) и установлен по геофизическим данным.

Комплекс сложен сероцветными, ритмично переслаивающимися темными известковистыми, глинисто-известковистыми, глинистыми, кремнисто-слюдистыми, серицито-кварцевыми сланцами и аргиллитами с прослоями олигомиктово-кварцевых алевролитов и песчаников. Мощность отложений, по данным геофизики, колеблется в пределах 1000—2000 м.

Комплекс формировался в различных фациальных зонах — от глубоководных до прибрежно-равнинных в условиях геосинклинального развития.

Гипербазитовый комплекс (C_{1-2}). Включает Тебинбулакский массив и его аналоги, установленные бурением и данными геофизиков к северу и северо-западу от Султануиздага. Образование комплекса представлены штоками, залежами и лополитами, сложенными перидотитами, пироксенитами, горнблендитами до габбро, габбро-диоритов и сиенит-диоритов. Возраст по К—Аг методу определен в рамках $311—318 \pm 10$ млн. лет (Аскарлов и др., 1975).

Интрузивные тела располагаются среди отложений девона и вулканитов шейхджейлинской свиты нижнего карбона.

С пироксенитами и горнблендитами связаны проявления титано-магнетитов, с перидотитами и серпентинитами — хрома и никеля.

Габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс (C_{2-3}). Образования комплекса развиты в Южном Приаралье, где они геофизическими методами установлены под мезо-кайнозойскими отложениями. Различие геофизических параметров позволило выделить два типа пород, которые, возможно образуют самостоятельные формации: гранодиориты и, видимо, более молодые, граниты.

Является, вероятно, возрастным аналогом милютинско-михайловского комплекса Тургайского прогиба.

Геологические комплексы, формировавшиеся в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинали, весьма разнообразны как по составу, так и по строению. Ниже они описываются в возрастной последовательности.

Известняковый комплекс (D_2-C_1). Широко распространен в пределах Южного Тянь-Шаня (Центральные Кызылкумы, Нуратинский, Туркестанский и Алайский хребты). Включает отложения позднеэфельско-живетского, франского, фаменского и турнейского ярусов, охарактеризованных соответствующей фауной.

Разрез комплекса обычно начинается базальными конгломератами (местами отмечаются прослои песчаников и коры выветривания) живетского яруса, а местами карбонатными отложениями низов среднего девона, представленными серыми и темно-серыми известняками и доломитами (Кульджуктау, Нуратау, Туркестанский хр.), афанитовыми известняками (Тамдытау, Аристантау, Бельтау) или детритусовыми, криноидными и гониатитово-тентакулитовыми известняками (Туркестанский и Зеравшанский хр.). На подстилающих отложениях они залегают либо согласно (Катрантау и др.), либо трансгрессивно с угловым несогласием (Алайский хребет и др.). Мощность этой части разреза изменчива и составляет 50—800 м.

Указанные отложения низов разреза комплекса сменяются органогенными, массивными, местами слоистыми разнозернистыми известняками и доломитами (300—900 м) с живетской фауной, согласно (за исключением Зеравшанского хр., Мурунтау и Санзарских гряд) перекрывающимися франскими известняками и доломитами (120—600 м).

Верхняя часть комплекса, включающая отложения фаменского и турнейского ярусов, развита повсеместно. Фаменские отложения (100—200 м) представлены карбонатными (известняки, доломиты) и карбонатно-терригенными образованиями, а нижнетурнейские, известные лишь в Центральных Кызылкумах и Центральной части высоких предгорий Алая,— известняками и редко доломитами (до 400 м).

Комплекс формировался в открытом мелководном морском бассейне, геосинклинальный режим в котором выражался в наличии крупных колебательных движений и формировании линейных подводных поднятий (кордильеры) и прогибов.

Алевролитово-известняково-кремнистый комплекс (D_2-C_1). Широко развит на территории Южного Гиссара и Каратегина. В со-

ставе комплекса отчетливо выделяются две части, разделенные перерывом, приходящимся, видимо, на верхний девон.

Нижняя часть комплекса (акбассайская свита) представлена главным образом черными яшмами с прослоями известняков (до 500 м) — одним из нескольких фациальных типов девонских отложений, развитых в Зеравшано-Гиссарских горах.

Верхняя часть (мальгузарская свита) состоит в основном из различных терригенных пород — от алевролитов до конгломератов (до 750 м).

Возраст комплекса определяется его положением в разрезе и довольно многочисленными органическими остатками.

Алевролито-известняковый комплекс (D_2-C_1). Отложения его известны в пределах тылового краевого прогиба в полосе от Гузана до Писталитау и Тамдытау и далее к западу вплоть до Султануиздага и установлены между указанными выходами под покровом мезо-кайнозойских отложений геофизическими методами. В объеме комплекса выделяются все ярусы среднего и верхнего девона, а также турнейский ярус нижнего карбона.

На нижедевонских отложениях образования комплекса в горах Балыклятау залегают согласно, в других местах эти взаимоотношения неясны. Верхняя граница со среднекарбонowymi отложениями несогласная, часто со следами размыва.

Низы разреза, содержащие фауну верхов эйфельского яруса, представлены серыми зернистыми органогенными известняками (50—75 м). Выше залегают конгломераты, гравелиты, алевролиты (до 1500 м), иногда переслаивающиеся доломитами и известняками, содержащими фауну живетского яруса (учкулачская, ханбандытауская, писталитауская свиты). Залегающие выше отложения (ментская и другие свиты) состоят из обломочного, брекчированного и органогенного известняка (до 1000 м) с характерными органическими остатками франского яруса. Заканчивается разрез слоистыми массивными серыми сгустково-оолитовыми известняками. Суммарная мощность отложений достигает 3000 м.

Осадки накапливались в прибрежно-морской обстановке с довольно интенсивным перемещением обломочного материала.

В Ханбандытау и Писталитау к отложениям комплекса приурочена полиметаллическая минерализация, имеющая промышленное значение, в Гузана и Каратау встречаются более мелкие проявления аналогичной минерализации.

В южном (фронтальный) краевом прогибе (Южный Гиссар) одновозрастные отложения обнажаются в виде отдельных блоков. Разрез здесь существенно карбонатный с линзовидными прослоями рифогенных разностей и конгломерато-песчаниковых пород.

Кремнисто-сланцево-известняковый комплекс (C_1). Развита преимущественно в центральной и восточной частях Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Выделяются два типа разрезов. Первый (преобладающий) локализуется преимущественно в пределах поднятий и характеризуется отсутствием отложений верхнего турне — сред-

него визе. Разрез начинается верхневизейскими известняками, лежащими трансгрессивно на породах силура и девона, и согласно перекрывающимися известняками намюрского яруса и нижнебашкирского подъяруса среднего карбона или с видимым согласием, но с бокситами в основании, известняками верхнебашкирского подъяруса. Суммарная мощность отложений достигает 2000 м.

Второй тип разреза развит локально, располагается в пределах прогибов и фациально изменяется от терригенно-(кремнисто)-карбонатного до кремнисто-сланцевого с мощностью в первые десятки или сотни метров. Возраст пород определен от верхнего турце до нижнебашкирского яруса включительно. Осадки накапливались в пределах расчлененного морского дна, характеризующегося наличием кордильерных гряд с мелководно-морским или островно-морским режимом, разделенных довольно глубоководными щелеподобными прогибами, где преимущественно концентрировались пелитоморфные известняки, кремнистые илы и полимиктово-терригенные образования.

Гравелито-песчаниково-сланцевый комплекс (С₁). Образования комплекса достаточно широко развиты в пределах фронтального краевого прогиба (Южный Гиссар, Бухаро-Газлинская область). Выходы их известны главным образом вдоль северного, меньше южного контакта Гиссарского плутона в виде довольно узких полос широтного простирания. Отличаются значительной пестротой состава и фациальной изменчивостью. В центральной части зоны развит карбонатно-терригенный тип разреза, причем к западу количество терригенных пород возрастает. В основании отмечается базальный горизонт конгломератов верхневизейского подъяруса, залегающий трансгрессивно на отложениях силура и девона. Выше располагаются толщи песчано-глинистых, известковистых и кремнистых сланцев, с которыми на различных стратиграфических уровнях переслаиваются пласты и линзообразные горизонты полимиктовых гравелитов, песчаников, известковистых брекчий, а также горизонты и линзы рифогенных известняков с фауной верхнего визе — намюра. Мощность разреза до 1500 м.

Спилито-диабазовый комплекс (С₁). Породы в виде довольно узких линейно вытянутых прерывистых полос развиты вдоль северной и южной окраин Южно-Тяньшаньской геосинклинали и приурочены к зонам глубинных разломов.

В северной полосе (Северный Нуратау — Киргизата) отложения спилито-диабазового комплекса представлены спилитами, диабазами, авгитовыми и диабазовыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями. В отдельных участках отмечаются бомбовые горизонты, шаровые лавы и пизолитовые туфы. Мощность комплекса достигает 1000—3000 м (Киргизата).

В южной полосе (южная граница Южно-Тяньшаньской геосинклинали) набор пород, относимых к рассматриваемому комплексу, несколько иной. Здесь они весьма отчетливо разделяются на три толщи: нижнюю альбитофирующую, спилитовую и верхнюю

альбитофировую. Нижняя альбитофировая (100—450 м) сложена кварцевыми альбитофирами (аполипаритовые, аподацитовые? альбитофиры) и различными их пирокластическими разностями. Спилитовая толща (до 1500 м) состоит из спилитов, обычно в виде подушечных лав, диабазов, иногда андезитовых порфиритов, туфобрекчий и агломератовых лав спилитов, а также из маломощных прослоев известняков и песчаников. Верхняя альбитофировая толща (до 150 м) представлена кварцевыми альбитофирами, сменяющимися в верхней части туфобрекчиями и грубообломочными слонстыми туфами того же состава. Возраст пород определяется фауной и тесным взаимоотношением с подстилающими известняками верхневизейского возраста.

С породами комплекса связано колчеданно-полиметаллическое и медно-колчеданное оруденение.

Не исключено, что в состав этого комплекса могут быть включены довольно мощные, в основном сланцевые с прослоями основных эффузивов толщи (предположительно вулканогенно-сланцевая формация), широкое развитие которых, по геофизическим данным, в ряде мест подтвержденных бурением, устанавливается под покровом мезо-кайнозойских отложений к востоку и юго-востоку от Букантау, а также севернее Северного Нуратау.

Кератофир-диабазовый комплекс (С₁). Обнажается в Северном Тамдытау, Пистали-Ханбандытау, Гузанае, а по данным геофизики и бурения установлен в пределах всего краевого прогиба от Северного Тамдытау до Алдыяра-Намаздека в Юго-Восточной Фергане.

В строении комплекса участвуют визе-раннебашкирские терригенные и карбонатные породы, в верхней части преобладают вулканиты. Распространение их линейно-полосовое, подчеркивающее тесную связь с зонами глубинных разломов. Так, вдоль Южно-Писталитауского разлома образования комплекса выступают в виде прерывистых линзовидных тел (чимкуртауская свита). Нижняя часть их представлена миндалекаменными спилитами, а верхняя — лавами, шаровыми лавами, туфами диабазовых порфиритов с прослоями туфов, кератофиров, туфопесчаников, туфоаргиллитов с редкими линзочками кремней и окремненных известняков.

Мощность образований комплекса около 1000 м.

Вулканиты с небольшим несогласием залегают на известняках среднего визе и перекрываются базальным горизонтом конгломератов московского яруса среднего карбона (установлено по результатам бурения). Возраст отложений условно намюрский.

Породы комплекса формировались в морской обстановке, но вулканические постройки, возможно, частично выступали из-под уровня моря.

Комплекс основных и ультраосновных пород (нерасчлененный, С₁₋₂). В развитии пород комплекса довольно отчетливо просматривается определенная закономерность, выражающаяся в тяготении их к крайевым прогибам и глубинным разломам Южно-

Тяньшаньской геосинклинали. Однако отмечаются проявления основных и ультраосновных пород и вне непосредственной связи с окраинными глубинными разломами. В частности, геофизическими данными устанавливается довольно широкое развитие небольших интрузивов основного состава в пределах Курамино-Ферганского срединного массива, особенно в его западной половине. Последние, возможно, следует рассматривать как внегеосинклинальные образования.

В пределах выходов палеозоя в составе комплекса выделяются две формации: гипербазитов и габброидов. Первая представлена преимущественно серпентинитами, а также перидотитами и пироксенитами, часто образующими межформационные залежи и небольшие обособленные тела линзовидной формы с тектоническими контактами (протрузии?).

В связи с возможным протрузивным характером внедрения части ультрабазитов, возраст их неясен: абсолютные данные свидетельствуют об их «разновозрастности» — от рифея до среднего карбона. Породы габброидной формации распространены шире. Они представлены габбро, габбро-диабазы, габбро-порфиритами и другими габброидами, обычно образующими небольшие секущие штоки или межпластовые тела. Для некоторых массивов характерно интенсивное проявление процессов метаморфизма с превращением габброидов в амфиболиты, тальк-хлорит-карбонатные породы и др.

Геологический возраст габброидов устанавливается по прорыванию ими отложений верхнего силура — среднего девона, местами низов среднего карбона и по срезанию их породами более молодого гранитоидного комплекса. Абсолютный возраст 315—292 млн. лет.

Рудоносность комплекса изучена слабо. Известны тесно связанные с интрузивами этого комплекса небольшие хромитовые, сульфидно-никелевые, титан-магматитовые и асбестовые месторождения и рудопоявления.

Известняково-сланцевый комплекс (дикий флиш, С₂). Образование комплекса развито достаточно широко, в основном вдоль осевой части Южно-Тяньшаньской геосинклинали, где образуют довольно узкие, вытянутые, согласные с простираем складчатых сооружений полосы.

На подстилающих отложениях породы комплекса залегают трансгрессивно, с глубоким размывом (вплоть до силурийских).

Низы комплекса часто представлены чередующимися пластами яшм, известняков и известняковых конгломератов с фауной верхнебашкирского подъяруса. Выше залегают ритмично переслаивающиеся известково-глинистые, глинисто-песчанистые, серицитоглинистые сланцы с полимиктовыми песчаниками, гравелитами, пластами и линзами разногалечных конгломератов. Характерная особенность отложений комплекса — наличие в них большого числа бескорневых глыб пород другого возраста. Сложены они обыч-

но известняком или доломитом, но встречаются также глыбы кремнистых сланцев и гнейсов.

В Зеравшано-Гиссарских горах в составе комплекса преимущественно развиты песчано-глинистые и глинистые сланцы, но в различных местах в неодинаковых соотношениях присутствуют также песчаники, известняки, кремнистые сланцы, гравелиты и конгломераты (до 1600 м).

Возраст отложений комплекса достаточно уверенно по обильной фауне фораминифер определяется как верхнебашкирский — московский.

В Северной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали с комплексом связаны проявления бокситов в виде гнезд и штокообразных тел в карстах в известняках D_2 — C_1 и линзовидных тел среди известняков верхнебашкирского и нижнемосковского подъярусов среднего карбона (Южно-Тяньшаньский бокситоносный пояс).

Отложения формировались в резко меняющейся обстановке — от прибрежно-морской до условий открытого моря. Чередование мелководных и глубоководных образований свидетельствует о частой пульсации морского дна, обусловливающей, кроме того, обвалы склонов и мутьевые потоки.

Гранодиорит-гранитовый комплекс (C_2 — P_1). Образования комплекса широко развиты в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинали и по существу определяют основной облик магматизма этого региона.

Интрузивные массивы (преобладают гарполиты) приурочены как правило к сводовым частям антиклинальных структур.

Внутри комплекса отчетливо выделяются четыре формации: диоритовая, гранодиоритовая, гранитная и аляскитовая, хотя ни в одном массиве породы всех четырех формаций одновременно не встречаются.

Диоритовая формация представлена обычно диоритами, кварцевыми диоритами, реже габбро-диоритами, которые слагают значительные участки сложных массивов и образуют в них самостоятельные тела, иногда ксенолиты. Редко наблюдается отклонение состава пород до сиенито-диоритов и монцонитов; развиты обычно в периферических частях массивов.

Гранодиоритовая формация — главная среди гранитоидов региона. Породы имеют обычно порфиroidное строение, биотит преобладает над амфиболом и широко развиты краевые гибридные разности — плагиогранодиориты, кварцевые диориты, иногда диориты. С гранодиоритами тесно связана жильная серия — гранодиорит-порфиры, лампрофиры, микрограниты, аплиты, реже пегматиты.

Гранитовая формация развита, особенно в западной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали, значительно меньше. Здесь породы формации участвуют в строении крупных многофазных интрузивов или образуют небольшие самостоятельные

штоко- и дайкообразные тела. Главным типом пород формации являются биотитовые граниты. Жильная фация состоит из многочисленных даек аплитов, пегматитов, иногда диорит-порфиритов и лампрофиров.

Аляскитовая формация развита незначительно и представлена лейкократовыми гранитами и аляскитами, образующими обычно небольшие штоко- и дайкообразные, реже пластовые и лакколитообразные тела, приуроченные в основном к зонам разломов или контактам гранитоидов предыдущих формаций с вмещающими породами.

Комплексу присуща относительно низкая железистость, умеренная щелочность, иногда высокая известковистость, обуславливающие развитие характерного парагенезиса аксессуарных минералов.

Геологический возраст пород определяется по прорыванию ими фаунистически охарактеризованных отложений московского яруса и низов верхнего карбона. Массивы формировались в эпоху орогенного поднятия территории и по отношению к складчатым структурам являются постскладчатыми.

Абсолютный возраст большинства массивов 275—265 млн. лет, однако в Хорезмо-Гиссарской подзоне возраст гранодиорит-гранитовых пород составляет 295—320 млн. лет.

С проявлениями комплекса связаны скарново-редкометалльная, гидротермально-оловорудная, графитовая, гидротермально-золоторудная, полиметаллическая, частично ртутно-сурьмяная (?) минерализации.

Пестроцветно-молассовый комплекс (С₃—Р₁). Развита в небольших предгорных и внутриворонных впадинах в Северо-Нуратинском (Фариш), Туркестанском (р. Янгиарык) и Алайском (реки Янгидаван, Хаджаачкан, Киргизата-Акбура и др.) хребтах.

В Северо-Нуратинском хребте образования комплекса (до 1000 м) представлены в основном континентальными отложениями — конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, реже алевролитами. В Туркестанском наряду с континентальными имеются отложения и морской фации — глинистые сланцы.

В Алайском хребте нижняя часть комплекса сложена темносерыми известняками, углистыми сланцами и песчаниками (до 1500 м). Стратиграфически выше располагается толща краснобурых и фиолетовых алевролитов, песчаников и конгломератов (300—1200 м).

Возраст по флоре и фауне верхний карбон — нижняя пермь.

Отложения комплекса трансгрессивно налегают на нижележащие дислоцированные образования и завершают осадочную колонку палеозойского времени.

Комплекс формировался в небольших лагунах, в основном в результате сноса рек.

Комплекс щелочных гранитов и сиенитов (Р₂). Образования комплекса проявлены лишь в восточной половине Южно-Тянь-

шаньской геосинклинали, располагаясь в основном в ее приосевой части. Представлены они в большинстве случаев сравнительно небольшими штокообразными, лакколитообразными телами, приуроченными как к зонам тектонических нарушений, так и к ядрам синклиналильных и антиклиналильных структур.

По петрографическому составу породы массивов довольно разнообразны — от типичных нефелиновых и щелочных сиенитов до гранитов и сиенитов нормального щелочноземельного состава. Между различными петрографическими типами пород наблюдаются двойкие взаимоотношения: в одних случаях — резкие интрузивные контакты, в других — постепенные переходы.

В щелочных массивах наиболее распространены кварцевые сиениты, образующие центральные части массивов, а периферические сложены нефелиновыми сиенитами.

Достаточно широко развиты лейкократовые и щелочные граниты, граносиениты и сиениты, а также специфические жильные породы — сиенит-аплиты, нефелин-сиенит-пегматит-альбигиты и др.

Возраст пород определяется прорыванием ими нижнепермских отложений и данными абсолютного возраста — 200—220 млн. лет; перекрываются массивы образованиями нижней юры.

С проявлениями комплекса отмечается убогая мышьяковая, свинцовая, флюоритовая и редкометальная минерализации в пегматитах. Некоторые исследователи считают возможной связь с ними ртутно-сурьмяной минерализации.

Геологические комплексы северной ветви геосинклиналей (Большекаратауская, Чаткальская, Нарынская) довольно устойчивы по составу, но разнообразны по мощности. В связи с тем, что геосинклинали унаследовали краевую систему каледонид Северного Тянь-Шаня, геосинклиналильные черты развития в них выражены менее четко³.

Пестроцветный песчаниково-алевролитовый комплекс (D₃). Образования комплекса небольшими участками обнажаются почти на всей площади Чаткальской подзоны и широко развиты в пределах Большого Каратау. Они трансгрессивно залегают на образованиях нижнего палеозоя и представлены континентальными и частично прибрежно-морскими терригенными отложениями. Главная составная часть комплекса — обломочные породы, которые составляют более 80% общей мощности. Это конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, алевропелиты. В верхах разреза присутствуют известняки и доломитовые известняки, обогащенные терригенным материалом.

Наиболее широко развиты красноцветные и сероцветные песчаники, реже встречаются алевролиты и конгломераты.

³ Принадлежность описываемой группы комплексов к геосинклиналильным, как и геосинклиналильную природу всех указанных регионов, разделяют не все авторы работы.

Мощность отложений комплекса колеблется от 200 до 2000, иногда до 4000 м.

Большая часть образований комплекса формировалась преимущественно в окислительной среде в континентальных условиях и лишь известняково-песчаниковые верхи разреза — в прибрежно-морской обстановке в условиях смены окислительного режима слабо восстановительным.

Отложения комплекса имеют карбонатно-алюмосиликатный состав с повышенным содержанием Fe и Si.

Возраст определяется по органическим остаткам как верхнедевонский.

Известняково-доломитовый комплекс (D_3-C_1). Отложения комплекса известны в Чаткальской и Большекаратауской подзонах; в последней они развиты и под покровом мезо-кайнозойских отложений (вскрыты бурением).

Нижняя часть комплекса (фаменские отложения) представлена песчанистыми известняками с прослойками песчаников, сменяющимися темными толстослойными битуминозными известняками; согласно залегают на образованиях пестроцветного терригенного комплекса. Выше идут известняки с прослоями известковистых алевролитов, алевролитистых мергелей и доломитов, слоистые глинистые известняки (до 800 м).

Верхи разреза (нижнетурнейские образования) сложены доломитами, тонкослойными мергелистыми известняками, слоистыми пахучими доломитистыми известняками; в отдельных местах в самых верхах разреза имеют ленточное строение (400 м).

Возраст пород хорошо определяется многочисленной фауной в рамках D_3-C_1 .

Комплекс формировался в открытом морском бассейне в условиях проявлений довольно быстрых колебательных движений. С ним связано образование стратиформных залежей свинцово-цинковых руд, имеющих промышленное значение.

Кремнисто-известняковый комплекс (C_1). Широко развит в пределах Каратауской и Северо-Чаткальской подзон. Комплексу присущи два типа разрезов: нормальный полный карбонатно-песчаниковый и полный сингенетично-сокращенный карбонатный. Первый обычно приурочен к прогибам, второй — к поднятиям. Характерна сравнительно малая фациальная изменчивость разрезов на больших площадях.

Комплекс включает образования верхнетурнейского, нижне-, средне-, верхневизейского и наюрского возрастов.

Верхнетурнейские отложения представлены средне- и тонкослойными известняками в верхней части с желваками и светлыми кремнистыми прослоями. Нижневизейские — серыми и темно-серыми средне- и тонкослойными детритусовыми мшанково-криноидными известняками с пластами и стяжениями черного кремня. Далее следуют темные, почти черные тонкослойные кремнистые известняки также с прослоями и линзами черных кремней. Верхи

нижневизейских отложений сложены серыми кремнистыми детритусовыми мшанково-криноидными известняками; встречаются пачки известковистых сланцев.

Среди нижневизейских образований широко развиты массивные рифогенные известняки, что позволяет выделить их в самостоятельную кремнисто-рифогенно-известняковую формацию.

Средне- и верхневизейские отложения начинаются массивными светло-серыми известняками, сменяющимися толсто- и средне-слоистыми серыми оолитовыми, комковатыми и обломочно-детритусовыми известняками. Выше следуют доломитистые известняки, в которых местами отмечается тонкослоистое чередование серых доломитов и детритусовых известняков. Далее идут детритусовые, оолитовые, сгустково-детритусовые и афонитовые известняки с желваками кремней в верхней части.

Намюрские образования представлены темно-серыми массивно-слоистыми микрозернистыми и сгустковатыми известняками и криноидно-мшанковыми известняками с обильными прослоями, линзами и желваками бурого кремня с радиоляриями.

В верхах разреза комплекса отмечаются прослои известковых и граувакковых конгломератов, песчаников и алевролитов.

Внутри различных подразделений комплекса встречаются незначительные несогласия, фиксируемые обычно небольшими прослоями конгломератов и крупнозернистых песчаников.

Чередование органогенных пород с глубоководными кремнями — свидетельство быстрых вертикальных движений с относительно большими амплитудами.

Возраст пород комплекса определяется на основании большого количества органических остатков.

Общая мощность отложений комплекса достаточно изменчива и достигает 3000—3500 м.

Песчаниково-доломито-известняковый (нерасчлененный) комплекс (D_2-C_1). Развита в краевом прогибе, располагающемся к югу от Большого Каратау и в основной своей массе погребен под мезо-кайнозойскими отложениями, обнажаясь лишь очень небольшими участками в горах Борганы и Чаулинчи. На остальной территории он фиксируется скважинами и устанавливается по геофизическим данным. Отдельные обнажения сходных пород известны в Северной Фергане, Босбутау, Кассане.

Образования комплекса начинаются песчаниками, алевролитами, аргиллитами, переслаивающимися с известняками и доломитами с фауной среднего девона. Выше известняки и доломиты исчезают и разрез становится сопоставимым с континентальным верхнедевонским пестроцветным терригенным комплексом, но отличается серым или серо-зеленым цветом и преобладанием более мелкозернистых разностей.

Терригенные отложения довольно резко сменяются карбонатными, представленными темно-серыми, мелкозернистыми до пелитоморфных, комковатыми массивными известняками, которые

переходят в черные, мелко- и среднезернистые доломиты, интенсивно раздробленные и содержащие значительное количество углистого вещества. В составе доломитов и известняков иногда встречаются яшмоподобные кремнистые, слабо карбонатизированные образования, тяготеющие обычно к кровле слоев. Темные доломиты сменяются серыми с редкими прослоями желтовато-бурых и микрозернистых известняков, иногда со слабо выраженной комковатой текстурой.

Отложения виле — раннего намура представлены в основном слоистыми и массивными известняками.

Общая мощность образований может быть определена лишь приближенно и составляет, по-видимому, 1500—1600 м. Формировался комплекс в прибрежно-морской обстановке.

Габбро-монзонит-сиенитовый комплекс (С₁). Породы комплекса незначительно развиты и выделяются лишь в Чаткальской подзоне (Текешский, Аскарсайский и другие интрузивы). В других регионах они достоверно не установлены, но возможность проявления их не исключается.

Относимые к этому комплексу интрузивы сложены породами пестрого состава — от габбро-сиенитов до нормальных и калиевых сиенитов. Преобладают монзонито-сиениты; в отдельных массивах широко развиты сиенито-диориты. Для пород характерны повышенная щелочность и часто высокое содержание фемических компонентов в сочетании с нормальным или несколько пониженным количеством полевошпатовой извести. Следует отметить и преобладание магния над железом, а в последнем — закисного над окисным.

По совокупности особенностей проявления и по составу породы можно считать производными основной магмы.

Возраст определяется положением их между образованиями D₃—С₁ и гранодиоритами среднекарбонатового комплекса. Абсолютный возраст пород 305—330 млн. лет (К—Аг метод).

В пространственной ассоциации с интрузиями этого комплекса развита высокотемпературная скарновая минерализация с молибденитовым и медно-железородным оруденением.

Группа комплексов, сформировавшихся в условиях срединномассивного тектонического режима

Эта группа развита в Курамино-Ферганском срединном массиве, где в герцинский цикл образовался сингеосинклинальный чехол. В основании его преобладают лагунно-морские отложения, в верхах — континентальные, сформировавшиеся в небольших локальных прогибах и мульдах.

С нижнего карбона преимущественно в континентальных условиях формировались вулканические дуги и ореолы и внедрялись гранитоиды. Эти комплексы могут характеризовать проявившиеся в пределах жестких масс процессы активизации.

Известняково-песчаниковый комплекс (D_{2-3}). Известен лишь в Северо-Западной Фергане (Кассан, Кугала, Терс, Ташлаксай, Читиндыксай и др.) и характеризует начальный этап герцинской трансгрессии в пределах срединного массива с образованием пригеосинклинального бассейна.

В объеме комплекса выделяются осадки верхнеэфельского подъяруса, живетского, франского и фаменского ярусов, хорошо фаунистически обоснованные.

Контакты ярусов и подъярусов стратиграфические, согласные, постепенные. Нижняя граница комплексов с отложениями силура трансгрессивная, несогласная, а верхняя, с отложениями карбона, постепенная, согласная.

Максимальная мощность отложений D_2 и D_3 достигает 1750 м.

В основании известных разрезов комплекса залегает пачка зеленовато-серых кварцевых песчаников с прослоями конгломератов (150 м). Сменяются они конгломератами, гравелитами, песчаниками; в верхах этой части разреза (до 450 м) появляются доломиты и известняки (иногда органогенные). Верхняя половина разреза комплекса представлена алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками (260 м), сменяющимися переслаивающимися алевролитами, песчаниками, известняками, доломитами и гипсами (400 м). Заканчивается разрез алевролитами и глинистыми известняками.

Ангидрит-доломит-известняковый комплекс (D_2-C_1). Образования комплекса слагают небольшие поля и полосы в Чаткальском хребте в бассейнах рек Кассан, Сумсар, Сарыджас, Сукок, в Моголтау и Кураминском хребте. Широкое развитие аналогичных пород установлено геофизическими исследованиями к западу от выходов палеозоя Чаткало-Кураминских гор (Сырдарьинская депрессия).

Внизу разрез представлен грубовалунным конгломератом (пуддигом) с горизонтами аркозовых песчаников и алевролитов, которые выше переслаиваются с мергелями, доломитами и известняками верхнего девона и венчаются кремнистыми известняками нижнего турне. Для разреза характерна фациальная изменчивость по простиранию и выпадение отдельных (обычно верхнефранские и нижнетурнейские) горизонтов, наличие размывов, обогащенность карбонатных пород терригенными примесями и широкое развитие доломитов.

В Алмалыкском районе в низах разреза имеются прослои ангидритов и гипсов (Бадалов, Туресебеков, 1967), отмеченные также в Сумсаре и Сукоке (Ахмеджанов, Мансуров, 1965). Мощность колеблется от 800 до 1600 м.

Выделенные отложения фаунистически хорошо охарактеризованы. Формировался комплекс в условиях периодически осушающегося островного моря в обстановке спокойного тектонического режима. К отложениям франского яруса приурочена стратиформная полиметаллическая минерализация.

Карбонатно-терригенно-вулканогенный (нерасчлененный) комплекс (С₁₋₂). Обнажается по северным окраинам Султануиздага и, по данным бурения и геофизики, прослежен в Юго-Восточном и Восточном Приаралье (ашенынтауская свита).

Разрез комплекса представлен переслаивающимися туфами диабазовых и андезитовых (преобладают) порфиритов, реже дацитовых порфиров и фельзит-порфиров, туфогенными песчаниками, туфоконгломератами и туффитами. Реже встречаются горизонты лавобрекчий и пепловых туфов, вулканических бомб, прослойки и линзы известняково-кремнистых сланцев и гравелитов с гальками кремней, известняков и вулканитов.

Базальт-андезитовый комплекс (С₁₋₂). Породы комплекса довольно широко распространены в пределах Каржантау-Кураминских гор, а также западнее, вплоть до меридиана гор Букантау, где установлены геофизическими методами, в некоторых местах подтвержденными бурением.

Комплекс состоит из двух последовательно сменяющих друг друга во времени формаций: осадочно-вулканогенной (базальт-андезитовая) и липарит-дацит-андезитовой. Выделить формации возможно пока лишь в контурах выходов палеозоя.

Осадочно-вулканогенная формация развита преимущественно в пограничной области между Кураминской и Северо-Чаткальской подзонами; известна она и в юго-восточной части Кураминского хребта.

Отложения формации или залегают с размывом на кремнисто-карбонатных отложениях нижнего карбона, или связаны с ними постепенными переходами. Сложена формация переслаивающимися конгломератами, песчаниками, известняками, местами с пропластками кремней, туффитами, лавами и туфами базальтового, андезит-базальтового, андезитового, андезито-дацитового, реже дацитового состава. Вулканиты часто характеризуются повышенной щелочностью при изменчивом соотношении Na₂O и K₂O.

Мощность формации достигает 800—1000 м. Возраст ее по фауне определяется рамками верхов верхнего визе — нижнего башкира, хотя возрастные границы в отдельных районах, по-видимому, могут несколько меняться.

Липарит-дацит-андезитовая формация, слагающая верхнюю часть рассматриваемого комплекса, отделяется от базальт-андезитовой перерывом, залегая часто на отложениях различного возраста. Состав вулканогенных пород сложный и характеризуется значительной дифференцированностью: базальт-андезитовые (иногда базальтовые), андезитовые, андезито-дацитовые порфириты, дацитовые, фельзитовые, кварцевые порфиры. Встречаются субщелочные разности — трахиандезиты (латиты), трахидациты. Обычно повышена общая щелочность, причем нередко калий преобладает над натрием; кислые дифференциаты существенно калиевые.

Формация широко представлена как покровными (эффузивы, пирокластиты), так и субвулканическими фациями. Подчиненное, но все же существенное значение, особенно в крупных прогибах, имеют осадочные и осадочно-пирокластические отложения — конгломераты, песчаники, известняки, кремнистые сланцы, туффы.

Мощность формации достигает 2000—3000 м. Она почти повсеместно имеет трехчленное строение: нижняя часть — вулканогенно-осадочная, средняя — порфиристая, верхняя — порфиритовая.

По положению в разрезе возраст формации может отвечать верхам нижнебашкирского подъяруса. Цифры абсолютного возраста ($326\text{—}328 \pm 12$ млн. лет) соответствуют самым низам среднего карбона.

Породы комплекса формировались в сложной палеотектонической и палеогеографической обстановке, значительная часть — в крупных приразломных прогибах типа грабен-синклинальных вулканотектонических депрессий в субмаринных условиях. Во внутренних районах Кураминской подзоны широко проявился наземный вулканизм, причем здесь он менее дифференцирован.

Пестроцветный, карбонатно-герригенный (нерасчлененный) комплекс (C₂). Образование комплекса развито только в средней части Курамино-Ферганского срединного массива под покровом мезо-кайнозойских отложений. Они вскрыты скважинами, а также фиксируются геофизическими методами.

Состав отложений довольно пестрый. Они представлены чередующимися известковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками, доломитами, гипсами и ангидритами. Характерные черты пород — их различная окраска (малиновый, красный, темно-фиолетовый, в прослоях зеленый цвет) и косослоистая, контрастно-полосчатая текстура, выдержанные повсеместно.

Вскрытые скважинами мощности составляют — 80—90 м.

Возраст отложений определяется по фораминиферам как нижнебашкирский подъярус среднего карбона.

Терригенно-шлировый комплекс (C₂₋₃). Отложения относительно широко развиты в северном тыльном краевом прогибе Южно-Тяньшаньской геосинклинали в виде сравнительно узких прерывистых полос. Довольно тесно ассоциируют с нижнекарбонным спилит-диабазовым комплексом. В восточной части отмечается и их максимальное развитие, установленное по геофизическим данным под покровом мезо-кайнозойских отложений Ферганской депрессии.

На подстилающих породах отложения комплекса залегают то без признаков перерыва, то трансгрессивно с гравелитами и мелкогалечными конгломератами в основании.

Комплекс представлен различным сочетанием переслаивающихся мелко- и неравномернозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, слюдистых, глинистых, кремнистых и алевролитистых

сланцев, гравелитов, конгломератов; встречаются маломощные прослои органогенных известняков.

Образования комплекса почти всегда в том или ином количестве содержат бескорневые глыбы и целые массивы более древних пород (кембрийские, силурийские, девонские, нижнекарбоновые), представленных в основном известняками и доломитами, иногда глинистыми сланцами. В отдельных случаях песчано-сланцевая в своей основе толща насыщена обломками и глыбами настолько, что представляет собой дикий флиш.

Среднекарбонный возраст пород комплекса достаточно надежно определяется по многочисленной ископаемой фауне, в основном характерной для московского яруса и низов верхнего карбона.

Общая мощность отложений обычно выдержана в пределах 1200—1500 м.

В южной краевой системе Южного Тянь-Шаня (Бухаро-Хивинская область, Южный Гиссар) развит подобный же комплекс. Отложения верхов верхнего карбона (дастарский горизонт) представлены преимущественно конгломератами, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, алеволитов и известняков суммарной мощностью до 700 м, залегающими с разрывом на гуматагских гранитах и отложениях S_{2-3} . Разрез комплекса завершается вулканогенно-осадочной молассой с флорой нижней перми (лючобская и ханакинская свиты) мощностью до 1500—2000 м. Аналогичные породы вскрыты скважинами в Бухаро-Хивинской области (на площадях Даутепе, Янгиказган, и др.) и содержат спорово-пыльцевой комплекс пермского возраста.

Комплекс формировался в прибрежно-морской и континентальной обстановке, причем основной снос материала происходил с севера, с Южно-Тяньшаньского горного сооружения.

Гранодиорит-адамеллитовый комплекс (S_2). Широко, но неравномерно развит в пределах Курамино-Ферганского срединного массива, определяя, по существу, его магматический (интрузивный) профиль. В пределах срединного массива породы образуют как бы два сгустка — в Чаткало-Кураминском регионе и в западной части, на Бельтауском поднятии (по геофизическим данным и отчасти данным бурения). Средняя часть срединного массива практически лишена интрузивных проявлений.

Этому же комплексу принадлежат, по-видимому, и выявленные геофизическими методами интрузивы южного обрамления Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

Возрастное положение пород комплекса устанавливается весьма отчетливо. Они прорывают отложения базальт-андезитового и перекрываются образованиями андезито-дацитового средне-верхнекарбонного комплекса. Большинство определений абсолютного возраста К—Аг методом дает цифры 300—320 млн. лет.

В контурах выходов палеозоя в составе комплекса довольно отчетливо выделяются диоритовая, гранодиоритовая, адамеллитовая⁴ и гранитовая формации, соответствующие последовательным фазам проявления интрузивной деятельности. Породы этих формаций обычно участвуют в строении сложных массивов и в значительно меньшей степени образуют самостоятельные тела.

Средний состав пород начальных фаз отвечает диоритам, реже — габбро-диоритам. Породы следующих фаз представлены гранодиоритами, адамеллитами, биотитовыми гранитами и аляскитами. Резко преобладают гранодиориты и адамеллиты.

Диоритовая формация образует небольшие в основном секущие тела, участвует в строении крупных многофазных массивов, либо в виде самостоятельных интрузивных тел, либо в виде блок-ксенолитов среди более молодых гранитоидов. Особенности пород — довольно четко выраженный гибридный характер и несколько повышенная общая щелочность; последнее вообще характерно для всех пород комплекса.

Гранодиоритовая формация преобладает среди пород комплекса. Ведущий тип — амфибол-биотитовые гранодиориты, часто постепенно переходящие в адамеллиты. Породы формации участвуют в строении крупных, обычно многофазных массивов, обладающих признаками межформационных тел (лакколиты). Характерно широкое развитие краевых гибридных пород состава граносиенит-диорит, а также появление порфиридных разновидностей.

По химизму породы близки к среднему типу гранодиорита, отличаются повышенной щелочностью (калиевая) и несколько более высоким отношением магния к железу.

Адамеллитовая формация выделяется до некоторой степени условно. Породы этой формации участвуют в строении ряда крупных массивов, в которых в большинстве случаев связаны с гранодиоритами постепенными переходами. Характерен более однородный петрографический состав, наличие порфиридной структуры и преобладание биотита над роговой обманкой. Отмечается повышенная щелочность (калиевая) и пониженная известковистость.

Гранитовая формация развита незначительно и представлена небольшими телами биотитовых гранитов и аляскитов, чаще участвующими в строении крупных многофазных массивов.

В химическом отношении породы близки к среднему типу аляскита, отличаясь несколько повышенным содержанием кальция, меньшим — калия и несколько большей магnezиальностью.

С интрузивами рассматриваемого комплекса отчетливо связаны скарново-магнетитовые и скарново-гематитовые формации. Отмечается редкометальная, железорудная и другие специализации пород комплекса и приуроченность к ним небольших месторождений и рудопроявлений соответствующих формаций.

⁴ Самостоятельность адамеллитовой формации проблематична.

В целом комплекс носит черты редкометальной мышьяково-золоторудной и железорудной специализации.

Конгломерато-песчаниково-алевролитовый (шлировый) комплекс (С₂₋₃). Образования комплекса известны по северным отрогам Букантау, а к северу, югу и востоку от них установлены по данным бурения и геофизики. Выполняют они наложенные впадины.

Комплекс включает аналоги белькудукской, кокчинской и боздонской свит, а также ажрыктинскую и тахтатаускую свиты.

В разрезе комплекса основное место принадлежит полевошпатово-кварцевым песчаникам и алевролитам. Реже встречаются тонкие слои аргиллитов и известняки. В виде линз и мощных пластов имеются и конгломераты базального типа с карбонатным цементом. Галька плохо отсортирована и представлена карбонатными с фауной девона и нижнего карбона и вулканогенными среднего состава породами; встречается галька изверженных пород (гранодиорит, кварцевый диорит и др.). Мощность отложений около 3000 м.

Комплекс трансгрессивно перекрывает отложения девона и нижнего карбона, а сам перекрывает отложения мезо-кайнозойского чехла. Возраст пород верхнебашкирско-московский определен в основном по фораминиферам (Румянцева, 1974), но имеется флора среднего — верхнего карбона (Сикстель, 1960).

Формировался комплекс (снизу вверх) в мелководно-морских, островно-морских и континентальных условиях.

Андезит-дацитовый комплекс (С₂₋₃). Широко распространен в восточной части Курамино-Ферганского массива.

Базальные горизонты комплекса с глубоким размывом залегают на вулканитах нижнего — среднего карбона и прорывающих их гранитоидах. Породы слагают крупные наложенные линейные и изометричные вулcano-тектонические депрессии и вулcano-купольные поднятия.

Комплекс характеризуется сложным сочетанием тесно связанных между собой различных генетических типов и фаций вулканитов эффузивных, пирокластических, жерловых, экструзивных, субвулканических. Отмечаются горизонты осадочных и туфогенно-осадочных пород — конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, туффитов, которые образовывались в озерах, или, возможно, лагунах; основная же масса вулканитов формировалась в наземных условиях.

Петрографический состав вулканитов варьирует от андезитовых порфиритов до дацитовых и липаритовых порфиров. Породы характеризуются повышенной щелочностью и более основные их разности близки к латитам и кварцевым латитам с явным преобладанием последних.

В пределах Кураминской подзоны с юга на север проявляется довольно отчетливая латеральная петрографическая и петрохимическая зональность: вулканиты андезит-дацит-липаритового ряда

сменяются андезито-дацитовым. В этом же направлении возрастает общая щелочность вулканитов.

Суммарная мощность покровных толщ комплекса достигает 1000—2000 м.

Возрастное положение комплекса до сих пор не определено, а находки отпечатков флоры не позволяют это сделать.

Породы комплекса по стратиграфическому положению между базальт-андезитовым комплексом и несогласно перекрывающей нижнепермской толщей датируются как средне-верхнекарбоновые. Абсолютный возраст 286—302 млн. лет.

Андезито-песчаниковый комплекс (С₂₋₃). Отложения комплекса располагаются в пределах южного фронтального краевого прогиба Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

По данным Е. Н. Горечкой и И. Г. Рыскина, комплекс разделяется на две толщи: андезитовую и вулканогенно-осадочную.

Первая сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, а также агломератовыми лавами, туфами и туфобрекчиями этих пород, имеющих нередко зеленокаменный облик. Мощность этой части комплекса достигает 850 м. Трансгрессивно перекрывает вулканиты нижнебашкирского яруса и содержит фауну верхов башкирского — низов московского подъяруса.

Вулканогенно-осадочная толща в низах представлена осадочными породами (известняки, алевролиты, алевропелиты, полимиктовые песчаники и конгломераты; иногда — кремнистые породы) с редкими пластами диабазов, андезитовых порфиритов и их туфов. Мощность вулканитов от 1 до 40 м. Видимая мощность этой части разреза значительно изменяется, достигая 300 м.

Верхняя часть разреза состоит из полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и сланцев с редкими линзами известняков с фауной верхнего московского подъяруса и низов верхнего карбона (900 м).

Основная особенность вулканогенно-осадочной толщи — ритмичность и груболинзовидное строение. Для андезитовой толщи характерно присутствие валунов и экзотических глыб с возрастом от силура до карбона.

Комплекс формировался в мелководной прибрежно-морской обстановке в условиях быстрой смены опусканий и поднятий.

Гранитовый комплекс (Р). Образование комплекса развиты исключительно в Северо-Чаткальской подзоне и Кассане, где образуют крупные главным образом межформационные тела. В их строении участвуют крупно- и среднезернистые, часто порфирозидные, биотитовые и реже роговообманково-биотитовые граниты, аляскитоидные граниты и аляскиты. Характерно широкое развитие альбитизации и калишпатизации пород. В большинстве случаев эти разновидности связаны постепенными переходами, хотя некоторые исследователи (В. В. Козырев и др.) считают, что иногда имеют место и резкие интрузивные контакты.

Дайковые образования развиты незначительно и представлены маломощными жилами аплитов и шлировыми пегматитами.

По химизму породы довольно близки к средним типам, отличаются несколько повышенной щелочностью при меньшей роли калия, более высоким содержанием кальция и большей магнизиальностью. Следует отметить, что указанные особенности свойственны и породам гранитной формации гранодиорит-адамеллитового комплекса.

Породы гранитового комплекса прорывают карбонатные отложения девона — карбона и интрузивные породы среднекарбонového гранодиорит-адамеллитового комплекса. Верхняя возрастная граница не установлена, но сопоставление их с аляскитоидами Кураминской подзоны, которые прорывают пермские образования, позволяло определять возраст пород рассматриваемого комплекса как пермь или пермь — триас. Не противоречили этому и имевшиеся единичные определения абсолютного возраста валовых проб (250—270 млн. лет). Однако абсолютный возраст этих пород, определенный (14 опр.) по биотитам, 285—300 млн. лет (среднеарифметическое 294 млн. лет), что, учитывая значительные геохимические отличия рассматриваемых гранитоидов от пермских аляскитоидных гранитов Кураминской подзоны, позволяет вновь ставить вопрос о возможном их карбоновом возрасте.

Указанные особенности химизма, а также приведенные данные абсолютного возраста пород комплекса дают определенные основания для постановки вопроса о возможности отнесения входящих в его состав пород (или части пород) к гранитовой формации гранодиорит-адамеллитового комплекса.

Известняково-песчаниково-алевролитовый (шлировый) комплекс (C_3 — P_1). В комплекс входят развитые в горах Карачатыр и Босбугау отложения верхнего карбона и нижней перми, обычно несогласно залегающие на подстилающих образованиях.

Нижняя часть комплекса (верхний карбон) известна лишь в горах Карачатыр и представлена чередующимися в разрезе пачками песчаников и алевролитов с прослоями и иногда пластами конгломератов в нижней части. Мощность до 3500—4000 м (Бенш, 1975). Верхняя часть (нижняя пермь, 1400—1500 м) — ритмично переслаивающиеся алевролиты, алевропелиты с прослоями песчаных и глинистых известняков; местами известняки в разрезе преобладают.

В Босбугау развита лишь верхняя (нижнепермская) часть комплекса, представленная внизу конгломератами и полимиктовыми песчаниками с прослоями кислых туфов и известняков (200—400 м). Далее в разрезе преобладают массивные, мелкозернистые и детритусовые известняки (200—350 м), сменяющиеся переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками. Местами песчаники и алевролиты по простиранию замещаются толщей известняков.

Возраст отложений комплекса вполне определенно устанавливается по многочисленным органическим остаткам.

Образования комплекса накапливались в пределах предороговых прогибов в прибрежно-морских водоемах и лагунах.

Трахиандезит-конгломерато-песчаниковый комплекс (P₁). Развита в пределах Кассанского грабена и включает выделяемые здесь каттабурабельскую, уруктинскую, бурабельскую, шандырскую и чукурсайскую свиты.

Отложения комплекса начинаются красноцветными конгломератами и песчаниками (до 300 м), сменяющимися переслаивающимися темными алевролитами и слоистыми песчаниками с линзами известняков (до 400 м). Эта часть разреза довольно изменчива и местами наблюдается почти полное замещение терригенной части известняками.

Далее следуют песчаники и конгломераты с прослоями алевролитов и известняков, в верхах фациально замещающихся вулканогенными породами. Мощная (до 1700 м) вулканогенная толща содержит пласты осадочных пород (известняки, песчаники, гравелиты) и переменное количество прослоев туфов.

Заканчивается комплекс толщей чередующихся алевролитов, глинистых песчаников с прослоями известняков в нижней части толщи и гравелитов — в верхней.

В ряде мест внутри комплекса отмечаются перерывы, выраженные проявлением базальных конгломератов.

Возраст пород комплекса, определенный по органическим остаткам, — нижняя пермь.

Н. П. Васильковский (1952) верхнепалеозойские образования Кассанского грабена относил к шурабсайской свите нижней перми. Если это так, то данный комплекс следует, возможно, включить в состав трахибазальт-липарит-трахилипаритового комплекса.

Трахибазальт-липарит-трахилипаритовый комплекс (P). Широко развит в пределах Каржантау-Кураминского вулканического ареала и объединяет образования оясайской, шурабсайской, равашской и кызылнуринской свит Н. П. Васильковского. Комплекс сложен тремя самостоятельными формациями: нижней липаритовой, средней трахибазальт-трахиандезитовой и верхней липарит-трахилипаритовой.

Липаритовая формация начинает отложения комплекса и включает осадочные и кислые вулканогенные породы, залегающие с разрывом на вулканитах верхнего карбона и более древних образованиях. Формация обычно имеет двухчленное строение. Нижняя часть преимущественно пирокластическая — хорошо слоистые туфы, реже игнимбриты липаритовых, в меньшей степени липарит-дацитовых и дацитовых порфиров. В основании и внутри толщи развиты горизонты конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями и линзами мергелей, известняков.

Верхняя часть формации состоит из сложносочетающихся различных генетических типов и фаций вулканитов, хотя в общем и здесь преобладают пирокластолиты липаритовых порфиритов.

Петрохимически вулканиты соответствуют срединному типу липарита по Дэли, но отличаются резким преобладанием калия над натрием. Мощность покровных толщ непостоянная и колеблется от 500—600 до 1000—1200 м.

Положение в разрезе, палеофитологические данные позволяют считать возраст формации нижнепермским.

Трахибазальт-трахиандезитовая формация представлена в значительной степени субвулканическими образованиями — силлами, штоками; встречаются трубчатые тела, заполненные эруптивным брекчиями.

Меньшее значение имеют покровные фации, главным образом пирокластические образования — агломератовые туфы, ассоциирующие с осадочными отложениями — сероцветными и красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами.

Состав вулканитов формации довольно разнообразный. Выделяются породы как щелочной, так и нормальной линии, однако преобладают щелочные и субщелочные разновидности базальтоидов и андезитов: эпилейцитовые, тефритовые, и шошонитовые порфириты, трахибазальтовые, трахиандезитовые, латитовые, трахиандезит-дацитовые порфириты, трахитовые порфиры.

Соотношение щелочей в вулканогенных породах непостоянное: преобладает по натрий, то калий.

Возраст формации по совокупности геологических данных и абсолютного возраста (260—270 млн. лет) скорее всего соответствует сакмарскому ярусу нижней перми.

Липарит-трахилипаритовая формация в стратиграфическом отношении соответствует кызылнуринской свите. Ее базальные горизонты с резким контактом, иногда с угловым несогласием перекрывают образования липаритовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций. Местами они залегают и на более древних породах.

Как и липаритовая, эта формация представлена типичной для наземного вулканизма сложной ассоциацией пирокластических, жерловых, экструзивных, субвулканических, реже эффузивных (потоки) образований.

Субвулканические и экструзивные тела сложены гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и др., образуют межформационные, межпластовые, а также секущие дайкообразные тела, часто непосредственно переходящие в покровы. Размеры субвулканических тел весьма различны — от 100—150 м² до 250—300 км².

В основании, а также внутри разреза формации спорадически встречаются осадочные и пирокластически-осадочные породы,

представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, обломочными туффитами.

Состав пород — липаритовые и трахилипаритовые, кварц-трахилипаритовые и трахитовые порфиры. Встречаются горизонты обсидианов и мареканитов.

Петрохимически породы относятся к нормальному известково-щелочному, но чаще всего субщелочному и щелочному рядам.

Вопрос о возрасте липарит-трахилипаритовой формации спорный. Флора из бассейна Башкызылсая — верхняя пермь — нижний триас (Сикстель, 1960). В Кураминском хребте (плато Тавак) собран богатый комплекс растительных остатков нижней перми (Н. М. Лосева, Т. А. Сикстель). Растительные остатки, собранные А. С. Масумовым и В. Я. Клипенштейном и определенные С. В. Мейном, позволяют отнести кызылнуринскую свиту к верхам нижней и низам верхней перми. Абсолютный возраст колеблется от 240 до 280 млн. лет. Среднее из 20 определений (20 лаб.) одной пробы липаритового порфира из Бабайтагского массива показало 272 ± 9 млн. лет (Г. Д. Афанасьев, С. И. Зыков).

Гранит-аляскитовый комплекс (Р). В пределах выходов палеозоя породы комплекса известны лишь в пределах Чаткало-Кураминского региона, где ими сложены различные, иногда довольно крупные (до 220 км²) лакколлиты, сквозные штоко- и дайкообразные тела. В их пространственном размещении вполне отчетливо намечается тяготение к зонам крупных разрывных нарушений. Геофизическими методами устанавливается развитие аналогичных пород под покровом мезо-кайнозойских отложений в восточной половине Курамино-Ферганского срединного массива. Общие масштабы их развития невелики.

Крупные тела сложены, как правило, крупно- и среднезернистыми, иногда порфиroidными биотитовыми и аляскитондными гранитами, аляскитами, щелочными гранитами, имеющими обычно постепенные переходы.

Для пород комплекса примечательно отсутствие процессов ассимиляции и, как следствие, гибридных разностей, а также очень незначительное развитие жильных пород «второго этапа» (отмечаются лишь одиночные дайки диабазового и близкого к нему состава).

Породы комплекса схожи со средним типом аляскита и щелочного гранита, отличаются несколько более высоким содержанием полевошпатовой извести и магнезиальностью; большинство пород относится к калиевому ряду.

В пространственной и возрастной близости с породами рассматриваемого комплекса находятся месторождения и рудопроявления кварц-барит-флюорит-полиметаллической, кварц-серицит-сульфидной и других формаций.

Группа комплексов, сформировавшихся в условиях платформенного режима

Эта группа комплексов развита в пределах Каракумо-Таджикского краевого массива, где сингеосинклинальный осадочный чехол формировался в условиях режима, весьма близкого к платформенному. В основном это терригенные и меньше вулканогенно-терригенные образования, имеющие широкое площадное развитие (по данным геофизики и бурения), но изученные весьма слабо.

Вулканогенно-карбонатно-сланцевый комплекс (C_1^2). Породы комплекса известны в хр. Кугитангтау и геофизическими методами и скважинами установлены к западу, юго-западу и югу под покровом мезо-кайнозойских отложений Таджикской депрессии.

Образования комплекса несогласно залегают на докембрийской метаморфической толще и трансгрессивно перекрыты отложениями верхнего триаса и юры, а в погребенной части — образованиями среднекарбонатового сероцветного известняково-глинисто-песчаникового комплекса.

Рассматриваемый комплекс представлен переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми, песчано-глинистыми и кремнистыми сланцами, известняками и кислыми эффузивами. От весьма сходного одновозрастного с ним известняково-песчаниково-кварц-порфирового комплекса, широко развитого в Южном Гиссаре, отличается отсутствием эффузивов среднего и основного состава.

Известняково-песчаниково-кварц-порфировый комплекс (C_1). Широко распространен в Юго-Западном Гиссаре, по геофизическим данным и данным бурения, и под мезо-кайнозойскими образованиями, протягиваясь несколько суживающейся к западу полосой, вплоть до Султануиздага. Значительные площади развития пород комплекса располагаются также южнее и восточнее.

В пределах выходов палеозоя отложения комплекса залегают на размытой поверхности докарбонатовых гранитоидов или на докембрийских метаморфических породах. Возраст их достаточно четко определяется по фауне брахиопод, кораллов, фораминифер как визе-намюр.

Внутри образований комплекса отмечаются угловые и стратиграфические несогласия, свидетельствующие о сложной тектонической обстановке периода его формирования.

В наиболее полных разрезах комплекса выделяются четыре хорошо различающиеся литологические толщи: базальная, нижняя вулканогенная, карбонатная и верхняя вулканогенная (Бенш, 1965).

Каждая из этих толщ имеет сложное внутреннее строение, колеблющиеся мощности, частично замещают друг друга по простиранию; иногда из разрезов выпадают те или иные их члены.

Общая мощность пород комплекса в различных участках значительно колеблется, в среднем составляя 1000—2000 м, хотя некоторые исследователи приводят цифры до 4000 м.

Начинающая разрез комплекса базальная толща сложена конгломератами, тонкослонстыми гравелитами и песчаниками, местами с подчиненными им алевролитами. Мощность толщи до 450 м, чаще около 100 м.

Лежащая выше осадочно-вулканогенная толща представлена сложно чередующимися различными туфами в основном кварц-порфирового и дацитового состава, местами с прослоями песчаников, битуминозных известняков, алевролитов, глинистых сланцев. Максимальная мощность этой части разреза достигает 730 м.

Карбонатная толща состоит из слоистых и массивных, часто мраморизованных известняков, доломитов, иногда с прослоями и пачками алевролитов, песчаников, туфов кварцевых и дацитовых порфиров. Максимальные мощности достигают 800 м.

И, наконец, верхняя вулканогенная толща сложена в основном вулканогенными породами — туфобрекчиями, обычно тонкофлюидальными лавами кварцевых порфиров, игнимбритов и пепловых туфов. В отдельных местах отмечаются прослои осадочных пород — алевролитов, песчаников, конгломератов и известняков. Максимальные наблюдаемые мощности достигают 1400—1500 м.

В вулканогенной части комплекса преобладают различные пирокласты; доля собственно эффузивных образований незначительна (до 7%).

Сероцветный известняково-глинисто-песчаниковый комплекс (С₂). Развит в пределах Юго-Западного Гиссара и под мезо-кайнозойем к западу, параллельно южной границе Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

Образования комплекса несогласно залегают на подстилающих породах часто имея в основании мелкогалечные конгломераты. Кровлей обычно являются нижнеюрские отложения.

В наиболее полном и мощном (до 2000 м) разрезе отложения комплекса начинаются детритусовыми известняками, на которых залегает мощная толща алевролитов с прослоями и линзами песчаников, гравелитов, реже конгломератов. Местами встречаются туфоаргиллиты, алевролиты и ленточно-полосчатые алевролиты. В некоторых разрезах комплекса отмечаются кремнистые сланцы, кремнистые и глинистые известняки. Отдельные авторы указывают на присутствие туфоконгломератов и туфов кислого состава.

Возрастное положение комплекса определяется фауной фораминифер, присутствующей в карбонатных отложениях.

Диабазово-конгломерато-песчаниковый комплекс (Р). Отложения комплекса довольно широко развиты в Бухарской структурно-формационной подзоне. Представлены они двумя отчетливо выраженными в разрезе толщами: а) терригенно-вулканогенной, тонко- и мелкообломочной и б) песчано-конгломератовой, грубообломочной. Терригенно-вулканогенная толща распространена

фрагментарно, в виде отдельных небольших останцов на пониженных участках палеорельефа. Сложена она алевролитами, аргиллитами, разложенными диабазами, а в верхней части — мелкозернистыми туфогенными песчаниками кварц-полевошпатово-слюдистого состава.

Отложения верхней песчано-конгломератовой грубообломочной толщи распространены весьма незначительно; состоят из плохо окатанных и угловатых обломков осадочных, метаморфических и магматических пород.

Возраст терригенных образований определяется по положению в разрезе и спорово-пыльцевому комплексу пермского возраста.

Конгломерато-песчаниково-кварц-порфировый комплекс (Р₁). Известен в Южно-Гиссарской зоне и геофизическими методами установлен под мезо-кайнозойскими отложениями в Хорезмо-Байсунской и Амударья-Кугитангской.

Комплекс включает лючобскую и ханакинскую свиты раннепермского возраста и их субвулканические аналоги.

Нижняя часть комплекса (лючобская свита) лежит на различных частях разреза, более древних, обычно сильно перемятых осадочных и вулканогенных образованиях и на интрузивных породах. Начинается она базальной толщей — красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты и алевропелиты с прослоями и линзами туфогенных конгломератов с галькой более древних пород; мощность от 25 до 295 м.

Выше лежит фельзитовая толща — бурые фельзиты, туфолавы и туфы фельзитовых порфиров (от 25 до 300 м), трансгрессивно сменяющаяся дацитовой (60 м), состоящей из туфогенных песчаников и конгломератов с прослоями туффитов и туфов дацитовых порфиров, а также дацитовых порфиров и их туфолав. Далее идет липаритовая толща — розовые липаритовые порфиры и туфолавы липаритовых порфиров (от 30 до 270 м). Заканчивается нижняя часть разреза комплекса переслаивающимися туфами и туфолавами липарит-дацитовых порфиров с видимой мощностью от 30 до 130 м.

Верхняя половина комплекса (ханакинская свита) распространена довольно ограниченно. Представлена она мощной толщей терригенных и в меньшей степени вулканогенных пород. В нижней ее части (220—250 м) распространены красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты, алевропелиты и реже туфы и туффиты. Встречаются маломощные пачки песчанистых и глинистых известняков, а также пласты и пачки бурых и серых туфов фельзитовых и липаритовых порфиров, туфов, туфогенных конгломератов и туфопесчаников. Заканчивается разрез комплекса красно-бурыми полимиктовыми разнозернистыми песчаниками и конгломератами; в верхах разреза обнаружен комплекс ископаемых растений раннепермского возраста (В. С. Лучников, А. С. Масумов, В. Я. Клипенштейн).

Общая мощность образований комплекса порядка 2000 м.

Комплекс гранитоидов неясной формационной и возрастной принадлежности. Гравимагнитными методами в западной половине Курамино-Ферганского массива, а также в южном обрамлении Южно-Тяньшаньской геосинклинали (Бухаро-Газлинский регион) широко развиты гранитоиды, отличающиеся по создаваемым ими геофизическим полям от выходящих на дневную поверхность. Они обычно тесно ассоциируют с гранитоидами, аналогичными гранитоидам гранодиорит-адамеллитового комплекса.

Возрастное положение их неясно. Не исключено, что среди них присутствуют разновозрастные образования. На это предположение наталкивает то обстоятельство, что наблюдается двоякая конфигурация контактов между указанными выше типами гранитоидов: в одном случае она может свидетельствовать о более древнем, а в другом — о более молодом возрасте рассматриваемых гранитоидов по сравнению с гранодиорит-адамеллитовым комплексом. Интересно еще и то, что если рассматриваемые гранитоиды располагаются в пределах докембрийских образований, конфигурация контакта обычно свидетельствует в пользу их более древнего возраста, а когда они располагаются в палеозойских отложениях, наоборот — более молодого по отношению к гранодиорит-адамеллитовому комплексу.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПОДХОДА К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ

Как уже указывалось в предисловии, среднеазиатская школа металлогенистов, созданная Х. М. Абдуллаевым, стоит на позициях тектоно-петролого-металлогенического направления. В настоящее время для Средней Азии имеется множество схем тектонического районирования. Мы приняли схему М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова; но с оговорками некоторых ее положений при металлогеническом анализе.

Петрология дается в основном по материалам и принципам, заложенным еще Х. М. Абдуллаевым и его учениками и затем наиболее полно разработанная в ИГиГ АН УзССР И. Х. Хамрабаевым и группой исследователей (Хамрабаев и др., 1977). По рудным формациям использован огромный материал производственных, научных учреждений и вузов страны, в систематизации которого в общих чертах основная роль принадлежит также ИГиГ АН УзССР.

Авторы привлекли к металлогеническому анализу и новейшие геофизические материалы, полученные в основном в ИГиГ АН УзССР группой, возглавляемой И. Х. Хамрабаевым и Е. М. Бутовской. Принципы металлогенического анализа, используемые в работе, наследуют в значительной мере основы металлогенического анализа, предложенного школой ВСЕГЕИ (Билибин, Семенов и др.) но, как отмечалось еще в 1958 г. (Абдуллаев и др., 1958), имеют и свои серьезные отличия. В целом в настоящей работе признаются следующие положения.

1. Взаимосвязь тектоники, магматизма и рудообразования, проявления последнего в определенные тектонические эпохи и этапы; специфика магматизма различных тектонических единиц, самых разных масштабов, вплоть до районов.

2. Связь глубинного строения земной коры крупных тектонических единиц и их рудно-магматического профиля. Но в этом вопросе остается еще много неясного, особенно в части динамики развития земной коры, что влечет за собой возможность сравнения ее «древней» металлогении и современного строения. В принципе

такое сопоставление в общем возможно на основе вероятной унаследованности развития коры.

3. Генетическая и парагенетическая связь между магматизмом и эндогенным оруденением. Отсюда факты полицикличности и поэтапности эндогенного оруденения.

Придание особого значения в рудообразовании вулканоплутоническим поясам, вулканогенному рудообразованию, особенно в пределах вулканотектонических депрессий и вулканокупольных структур.

4. Три основных этапа в развитии тектоно-металлогенических циклов: ранний, средний и поздний. Ранний отвечает собственно геосинклинальному этапу, средний — грубо инверсионному, поздний — орогенному периоду и активизации. Последние два термина и термин «инверсионный» мы применяем с осторожностью, поскольку для жестких структур типа срединных или краевых массивов инверсия, как таковая, не характерна; не совсем правомочно применять здесь и термин «орогенный» этап. А понятие «активизация» в настоящее время еще не получило в геологической литературе однозначного толкования. В принципе авторы — за существование магмо- и рудонасыщенных, часто секущих, постгеосинклинальных зон, образование которых отвечает понятию «автономной активизации» А. Д. Щеглова. Признаем мы и возможность проявления отраженной под действием геосинклиналей активизации, хотя возможные масштабы этого процесса остаются неясными и, вероятно, часто главенствующая роль в генерации магмы и руд может принадлежать «жестким», насыщенным разломам и структурам («ядра», по В. И. Попову, 1960).

Что касается границы «орогенного» этапа и «активизации», то, по нашему мнению, она может быть обоснованно установлена только в конкретных случаях, например, для юго-западных отрогов Гиссарского хребта при образовании секущих, ориентированных в другом, чем в геосинклиналях, плане структур и большом временном разрыве геологических образований.

5. Объединение однотипных, генетически связанных рудных формаций и минеральных типов в зависимости от приуроченности к магматизму различной фаціальности позволило выделить группы рудных семейств и рядов рудных формаций: мезоабиссальную, гипабиссальную и приповерхностную. Особо выделяются ряды вулканогенного (вулканогенно-осадочное) рудообразования.

6. Наличие стадийности, фаціальной и латеральной зональностей разных масштабов с меняющимися во времени границами.

7. Зависимость вертикального размаха оруденения (поля, месторождения, типы рудных формаций) от геолого-тектонических и физико-химических условий их формирования.

8. Влияние на металлогению типа субстрата.

9. Гетерогенность источников рудного вещества, в том числе значительная роль в рудообразовании заимствования петро- и рудогенных элементов из вмещающих пород.

Работе предшествовало создание серии карт: тектонической карты Средней Азии; геологических комплексов Центральной части Средней Азии со снятием мезо-кайнозойского чехла; геофизических аномалий и районирования по типам земной коры; магматических формаций и, наконец, собственно металлогенической схемы.

Мы описываем только общую металлогеническую и тектоническую схемы.

Металлогеническое районирование в данной работе, как и везде, в принципе наследует тектоническое. Однако полного совпадения с наименованиями тектонических единиц не получилось. С одной стороны, это объясняется тем, что классификация тектонических единиц в основном сделана по временному принципу, тогда как на металлогенической карте в общем отражен суммарный режим. С другой стороны, сказались некоторые противоречия в трактовке природы отдельных единиц, а также несколько иной логический подход к классификации.

Мы выделяем единый Урало-Тяньшаньский металлогенический пояс, который, совпадая с Урало-Тяньшаньской зоной герцинид и захватывая Каракумо-Таджикский краевой массив, несет сложную металлогению многих эпох, хотя определяющей и является герцинская. Он имеет гетерогенное строение и металлогения его отчетливо меняется с запада на восток от Уральской части к Тяньшаньской, от собственно фемического профиля Урала до фемическо-сиалического и сиалического в Тянь-Шане. Протяженность пояса тысячи километров.

Дискуссионным здесь является включение в единый металлогенический пояс двух разнородных тектонических единиц — складчато-геосинклинальной зоны герцинид и части краевого выступа платформы. Однако в металлогеническом отношении на сегодняшний день — это единое целое — пояс герцинской металлогении в собственно складчато-геосинклинальной зоне и активизированной под влиянием ее краевой части выступа платформы. При построении палеометаллогенических карт, либо выявлении главенствующей роли докембрийской металлогении в Каракумо-Таджикском массиве здесь может быть выделено два самостоятельных металлогенических пояса. К определению «металлогенический пояс» мы ничего не прибавляем. В свое время Ю. А. Билибин ввел в литературу этот термин и предложил понимать под ним «планетарные рудоносные площади, совпадающие с крупнейшими геотектоническими поясами земного шара и состоящие из разнообразных взаимосвязанных рудоносных площадей меньшего порядка — металлогенических провинций и т. п.». Сам Ю. А. Билибин наряду с такими крупнейшими металлогеническими поясами, как Тихоокеанский и Средиземноморский, выделял и значительно более мелкие — такие, как Скандинавский. Таким образом, наш Урало-Тяньшаньский металлогенический пояс попадает в рамки, предложенные Ю. А. Билибиным.

Отдельные части (отрезки) металлогенического пояса с резко различной металлогенией, глубокими различиями в строении земной коры и магматизма (Уральский и Тяньшаньский регионы) мы вслед за многочисленными предшественниками называем «металлогеническими провинциями».

Наконец, стык металлогенических провинций (зоны), наблюдаемый в Султанувайсе, где мы имеем сложные сочленения структур Урала и Тянь-Шаня и виргации Тяньшаньских структур на ветви — Уральскую и Донбасскую (Курбаниязов, Борисов, Ахмеджанов, 1976), мы предлагаем называть «металлогеническим узлом».

Под металлогенической областью мы понимаем часть металлогенического пояса с характерным тектоническим режимом, в нашем случае геосинклинальным, или жестких глыб (срединные или краевые массивы, краевые выступы платформ) с характерным строением земной коры и соответственно специфическим рудно-магматическим (металлогенический) профилем. Таким образом, выделяются: Срединно-Тяньшаньская (срединно-массивная), Южно-Тяньшаньская (геосинклинальная) и Каракумо-Таджикская (краевой выступ платформы) металлогенические области.

Металлогенические области делятся на металлогенические зоны.

Металлогеническая зона представляет собой геологическую структуру со специфическим режимом тектоники, осадконакопления и магматизма, характерным рудно-петрографическим профилем и своими особенностями распределения рудных концентраций (линейное, узловое и т. д.). В пределах зоны рудоносные участки (узлы, поля) обычно чередуются с безрудными пространствами. Характер распределения узлов и полей в зависимости от типа зоны может быть каркасно-узловым, линейным и т. д.

Протяженность металлогенических зон измеряется сотнями и тысячами километров. Они могут быть как линейными (в геосинклинальных структурах), так и относительно изометричными (в срединных и других жестких массивах), «моно» и «полиэтапными», в отдельных случаях полициклическими. Хотя, строго говоря, точного совпадения разновременных зон в пространстве не будет, так как границы металлогенических зон, как и структурно-фациальных, по циклам и даже этапам меняются.

Металлогеническая подзона — это часть зоны с местными особенностями истории геологического развития, своими типами стратиграфических разрезов, магматизма и соответственно металлогении. В нашем случае металлогенические подзоны в своей специфике отражают общую миграцию профиля металлогении от Урала до Тянь-Шаня. Границы их в отдельных случаях совпадают с крупными поперечными линейными элементами, пересекающими Урало-Тяньшаньский металлогенический пояс.

Рудный пояс — линейно вытянутый, длиной до сотен километров участок с характерным рудно-магматическим профилем, отвечающим преимущественно одному этапу тектонического (металлогенический) цикла. Часто трассирует зоны глубинных разломов, повышенной проницаемости, краевые и секущие системы активизации и т. д. На металлогенической схеме мы выделяем каледонские, ранне-, средне- и позднегерцинские пояса. Для более ранних пока нет достаточного материала.

Рудная зона — относительно небольшой, преимущественно линейно вытянутый участок земной коры внутри металлогенических зон и подзон, характеризующийся повышенной рудонасыщенностью в связи с благоприятным сочетанием рудоконтролирующих факторов, зон разломов, широкого развития рудоносных магматических комплексов, благоприятных стратиграфических и литологических горизонтов и т. д.

Рудный узел — часть рудной зоны с особенно высокой концентрацией руд промышленного или потенциально-промышленного типа, образуется преимущественно на стыке или пересечении рудоносных структур. В отдельных случаях границы рудных узлов и зон могут совпадать, особенно для каркасных-узловых структур (Хамрабаев и др., 1975).

Рудное поле — обычно небольшая рудоносная площадь с генетически связанными между собой месторождениями и рудными телами, укладываемыми в генетический ряд. Размещение их определяется специфическими геологическими структурами (ареалы рудоносных интрузий, субвулканических тел, участки зон разломов, ареалы благоприятных в литологическом и в физико-химическом отношении пород и т. д.). Границы их распространения являются и естественными границами поля. На схеме поля не показаны вследствие их несоответствия масштабности, но описываются в тексте.

Термин «рудный район» имеет в металлогенической практике двойственный смысл. С одной стороны, он применяется как пространственная единица, отвечающая тектоническому району, с другой — часто употребляется как географо-экономическое понятие, без какого-либо строгого обоснования геологических (металлогенических) границ; например, Кармазарский рудный район, Алмалыкский рудный район и т. д.

Мы на металлогенической схеме не выделяем этой единицы как не имеющей однозначного толкования, но в тексте для отдельных областей, например Срединно-Тяньшаньской, употребляем термин в первом смысле.

Месторождение — экономическое поднятие, не имеющее металлогенического смысла. В работе используется в силу укоренившейся традиции.

Вся вышеперечисленная терминология металлогенических подразделений достаточно традиционна, хотя мы и ввели некоторые новшества, например, «металлогенический узел», поэтапные

«рудные пояса», отделили «рудный узел» от «рудной зоны», подчеркнули двойственность понятия «рудный район» и экономическое значение термина «месторождение».

Нам представляется, что при выделении металлогенических единиц в отличие от традиционной разбивки по морфологическим особенностям рудоносных территорий (линейные, изометричные, границы между которыми весьма условны и не имеют генетического смысла) надо обратить внимание и на: 1) генетические автоструктуры и наложенные ксеноструктуры; 2) согласность (конкордантные) и несогласность (дискордантные) структурных и металлогенических единиц.

В соответствии с изложенными принципами для центральной части Средней Азии предлагается выделить следующие единицы.

Урало-Тяньшаньский металлогенический пояс

Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область

Каратау-Нарынская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Большекаратауская, Северо-Чаткальская.

Каратау-Нарынская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Кассанская, Кураминская, Ферганская, Сырдарьинская, Северо-Кызылкумская, Бельтауская.

Учкулач-Гузанская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Гузанская, Ханбанды-Писталитауская, Северо-Букантауская.

Южно-Тяньшаньская металлогеническая область

Букантауская металлогеническая зона

Нуратино-Туркестанская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Катранская, Фаришская, Северо-Тамдынская.

Нуратино-Туркестанская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Туркестано-Алайская, Нуратинская, Центрально-Кызылкумская.

Зеравшано-Гиссарская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Зеравшанская, Зирабулак-Каратюбинская, Кульджуктауская.

Гиссарская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Гиссарская, Северо-Карнабчульская.

Южно-Гиссарская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Южно-Гиссарская, Южно-Карнабчульская.

Каракумо-Таджикская металлогеническая область

Хорезмо-Байсунская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Байсунская, Каршинская, Кемсренкумская.

Амударьино-Кугитангская металлогеническая зона

Металлогенические подзоны: Кугитангская, Фарабская, Мешеклинская.

Султан-Увайский металлогенический узел (зона)

Металлогенические подзоны: Менажатская, Султан-Увайская, Шейхджейлинская.

СРЕДИННО-ТЯНЬ ШАНЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Представляет собой область прогибов на гетерогенной эпикарельско-гренвилльской платформе. Прогибы отличаются характером основания, общей степенью подвижности, жесткости, особенностями разрезов и магматизма и общим строением земной коры. Все это позволило еще исстари выделять здесь две крупные единицы — Каратау (Чаткало)-Нарынскую и Кураминскую зоны (подзоны, по В. И. Попову, 1938). В пределах первой группы Т. М. Воронич и др. (1970), выделяли Большекаратаускую, Северо-Чаткальскую, Кассанскую и Нарынскую подзоны и переходную к Кураминской подзоне Угам-Кумбельскую структуру. Кассанская же подзона имеет промежуточный характер разреза не только между Чаткальской и Кураминской подзонами, но и Южным Тянь-Шанем.

Кураминская подзона более «антиклинориевая», жесткая, блоковая и магмонасыщенная, трактуется многими исследователями как «срединномассивная» (О. М. Борисов и др.), или «ядерная» (В. И. Попов). Большекаратауская и Северо-Чаткальская — более «синклинориевые», с унаследованными прогибами, линейностью структур и отчетливой инверсией в S_2 , «междуядерные», по В. И. Попову. Но в целом обе подзоны-прогибы на консолидированном основании имеют в магматизме и металлогении больше общих черт, чем различий, и обе по геологии, магматизму и металлогении резко отличаются от Южно-Тяньшаньской «типично геосинклинальной структуры». Все это заставило нас при металлогеническом районировании, в отличие от тектонического О. М. Борисова, выделить их (включая Кассанскую, Нарынскую, Бельтаусскую подзоны в закрытой части) в единую Срединно-Тяньшаньскую (Сырдарьинская?) металлогеническую область, для которой некоторые тектонисты (А. А. Богданов, А. К. Бухарин и др.) употребляют термин «срединный массив».

Каратау-Нарынская металлогеническая зона

В пределах рассматриваемой территории включает две подзоны — Большекаратаускую и Северо-Чаткальскую. Первая охватывает горные сооружения Большого Каратау и прилегающую к ним с юга предгорную равнину, а вторая — Угамский, Пскемский, Сандалашский хребты и северо-восточную часть Чаткальского.

Являясь частями единой зоны, указанные подзоны естественно имеют и сходство, и определенное различие, проявившиеся главным образом в верхнепалеозойский период истории геологического развития.

Наиболее древние в пределах зоны — карбонатные и терригенные образования рифея, известные в Большекаратауской подзоне, где образуют метазвестняково-сланцевый и слюдисто-сланцевый комплексы, по-видимому, ниже-среднерифейского возраста. В Северо-Чаткальской подзоне сходные отложения присутствуют в виде блок-ксенолитов в верхнерифейских натровых гранитах и плагиогранитах.

После верхнерифейского перерыва, последовавшего за внедрением указанных гранитоидов, формируются вендский спарагмитовый и следующие за ним кембро-ордовикские углеродисто-карбонатно-кремнисто-сланцевый, диабазово-песчаниково-сланцевый, сланцево-песчаниковый и сероцветный молассовый комплексы.

Последовательность и вещественный состав досилурийских формаций и формационных комплексов в обеих подзонах одинаковы, за исключением средне-верхнеордовикских образований. В Большекаратауской подзоне они представлены сланцево-песчаниковым комплексом, а в Северо-Чаткальской — диабазово-песчаниково-сланцевым, свидетельствующим о значительной активизации и дифференциации здесь тектонических движений, сопровождавшихся в отдельные периоды вулканической деятельностью.

Силур-среднедевонский период характеризуется перерывом в осадконакоплении, хотя в Северо-Чаткальской подзоне местами формируется песчаниково-кварц-порфировый комплекс (S_2 — D_1) и не исключено проявление здесь же адамеллит-гранит-аляскитового комплекса нижнего девона.

Герцинский цикл в обеих подзонах начинается образованием пестроцветного песчаниково-алевролитового комплекса верхнего девона, вслед за которым формируется известняково-доломитовый и кремнисто-известняковый комплексы верхнего девона — нижнего карбона.

Формированию единого для обеих подзон, но значительно слабее проявленного в Большекаратауской среднекарбонного гранодиорит-адамеллитового комплекса в Северо-Чаткальской подзоне предшествует образование базальт-андезит-липаритового (минбулакская свита) и габбро-монзонит-сиенитового комплексов, которые в Каратауской подзоне неизвестны.

После завершения среднекарбонной магматической деятельности, а, возможно, и параллельно с ее завершающими стадиями, в центральной и южной амагматичных частях Большекаратауской подзоны местами формируется известняково-сланцевый комплекс, в Северо-Чаткальской подзоне не установленный.

Период верхнего карбона характеризуется поднятием всей территории зоны и размывом ранее сформированных образований.

В юго-западной части Большекаратауской и Западной части Северо-Чаткальской подзон известны проявления нижнепермского магматизма, сформировавшего трахибазальт-трахиандезитовую формацию (с интрузивной фацией), являющуюся средним членом трахибазальт-липарит-трахилипаритового комплекса.

В пределах Северо-Чаткальской подзоны широко развиты магматиты пермского гранитового комплекса и незначительно в виде единичных небольших интрузивов — гранит-алаяскитового.

Однако не исключено, и об этом говорят данные по абсолютному возрасту пород указанных комплексов, что частью они являются среднекарбовыми, и тогда их следует включить в состав соответствующих формаций гранодиорит-адамеллитового комплекса.

Обе описываемые подзоны характеризуются близкими геофизическими полями⁵.

Южная и юго-восточная части Большекаратауской подзоны с широким развитием карбонатных пород и допалеозойских комплексов обладают слабо дифференцированным, отрицательным магнитным полем. Остальная часть подзоны характеризуется положительным магнитным полем со значительными магнитными аномалиями.

Гравитационное поле всей подзоны — отрицательное.

В Северо-Чаткальской подзоне, в центральной ее части, магнитное поле также отрицательное, но более интенсивное. В крайних частях и на отдельных участках внутри подзоны преобладает положительное магнитное поле с аномалиями, которые обычно совпадают либо с породами повышенной основности (диориты), либо с железорудными проявлениями. Положительные магнитные аномалии совпадают с отрицательным гравитационным полем. Строение земной коры (Е. М. Бутовская, И. Х. Хамрабаев и др.) неоднородно. Характерно резкое погружение границы Мохо в Северо-Чаткальской подзоне (до 60 км), особенно в части, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому, с постепенным воздыманием этой границы к западу. Прогиб Мохо местами совпадает с прогибом кровли гранито-гнейсового слоя. В целом для зоны мощность «гранитного» слоя больше «базальтового». Отмечается выдержанное северо-восточное направление оси структуры изолиний поверхностей отдельных слоев, что соответствует и общему каледоно-герцинскому тектоническому плану Северо-Чаткальской подзоны.

В тектоническом отношении Каратау-Нарынская зона в рифее трактуется (М. Гесь и др.) как эвгеосинклиналь с основными вулканитами в геосинклинальную стадию и инверсией, внедрением гранитоидов в среднем — верхнем рифее. В венде на консолиди-

⁵ Здесь и далее приводится характеристика гравимагнитных полей подзон, составленная И. Е. Гамалеевым.

рованную гренвильскую структуру наложился вулкано-интрузивный пояс, проявившийся здесь преимущественно трахибазальтами. В каледонскую эпоху это была область пригеосинклинального (передовой) прогиба каледонид Северного Тянь-Шаня на эпигренвильской платформе. В герцинскую эпоху это унаследованный прогиб (типа тылового, герцинид Южного Тянь-Шаня) с инверсией в среднем карбоне и преимущественно интрузивным кислым и средним магматизмом. В целом это эпиплатформенная структура прогибов, для которой различные исследователи применяют различные термины («лептогеосинклиналь», «парагеосинклиналь» и др.), что говорит об их неопределенности.

Металлогения зоны описана во многих работах (Е. Е. Захаров и др., А. О. Кайзер, И. М. Евфименко, Т. М. Мацокина-Воронич, В. П. Петров и др.), сводных отчетах М. Г. Калабиной, Г. В. Шестакова, А. П. Агафонова, Т. М. Воронич и др.

Остановимся на главных моментах. Общая эндогенная металлогения Каратау-Нарынской зоны определяется в основном герцинским тектоно-магматическим циклом. В более древних гренвильской, байкальской, каледонской эпохах в силу преимущественно вулканогенного и в общем слабого развития магматизма преобладали осадочные и вулканогенно-осадочные рудные формации. Среди них наиболее важные и со значительными перспективами в Большекаратауской подзоне — фосфоритовые и в Северо-Чаткальской — ванадиеносные, марганцевые и типа железистых кварцитов, связанные с кембро-ордовикскими углеродисто-карбонатно-кремнисто-сланцевым и диабазово-песчаниково-сланцевым комплексами. С вендскими трахибазальтами связана карбонатно-анкерит-сидеритовая, фтор-апатитовая, магнетит-гематитовая и редкощелочная минерализация. А с плагиигранитовой формацией рифея предполагается золотое оруденение. Вероятно и другое, в частности редкометальное и полиметаллическое оруденение в связи с докембрийскими формациями.

Главные металлы зоны: Pb, Zn, Fe, Cu (Pt, Mo)⁶; Bi, As; GaF₂ (W, Sn).

В характеристике подзон необходимо особо отметить следующее.

Большекаратауская металлогеническая подзона. Преимущественно с Pb—Zn, Fe (Cu, Au) оруденением. Эта структура амагматична (или «миниагматичная»), что обуславливает преобладание телетермальных стратиформных месторождений, представленных преимущественно карбонатно-свинцово-цинковой (Миргалимсайская группа) и колчеданно-полиметаллической (Ачисайская группа) рудными формациями. Месторождения этих формаций размещаются в известняково-доломитовом и кремнисто-известняковом комплексах D₃—C₁ раннего этапа герцинид и могут быть

⁶ Здесь и далее в скобках указаны сопутствующие и второстепенные полезные компоненты.

увязаны в протяженный полиметаллический раннегерцинский пояс, протягивающийся от Каратау через Северо-Чаткальскую и Кураминскую металлогенические подзоны до краевой Учкулач-Гузанской металлогенической зоны, образуя своеобразную сигмоиду. Границы его могут быть намечены весьма условно, но в общем он контролируется, помимо соответствующих осадочных формаций, сочетанием крупных зон повышенной проницаемости (зона влияния Таласо-Ферганского разлома, Угам-Кумбельские разломы, Южно-Ферганский разлом) и их оперяющих, что придает этому поясу сложную конфигурацию. Внутри пояса размещение промышленных рудных зон (тел) также подчинено разрывным структурам меньшего порядка. Отмечается связь и со складчатыми структурами, возможно, наследующими консидерационные поднятия. В распределении отдельных формаций (карбонатно-свинцово-цинковая и колчеданно-полиметаллическая) большую роль играет состав карбонатных пород. Для первой отмечается существенное развитие их в лагунных и прибрежных зонах с соответственно доломитовым составом и существенной терригенной примесью. Для вторых — в основном кремнисто-карбонатные формации, формирование которых по материалам Угам-Кумбельской и Учкулач-Гузанской зоны считается связанным с проявлением вулканизма, что дает еще один дополнительный прогнозный критерий.

По материалам Е. Е. Захарова (1960) и др., в пределах Большекаратауского отрезка пояса выделяется шесть рудных зон с карбонатно-свинцово-цинковым оруденением (Джамасайская, Миргалимсайская, Байджансайская, Кулантауская, Боролдайская и Каракаузская) и одна с колчеданно-полиметаллическим (Ачисайская). В первых шести рудных зонах, помимо свинца и цинка, в стратиформных залежах на некоторых участках существенное значение приобретает барит, в виде секущих жил встречается кварц-галенит-халькопиритовая минерализация с золотом. Оценивая этот участок пояса в целом, к его перспективности можно подойти с позиции влияния на рудоносность крупной структуры Таласо-Ферганского разлома, благоприятности структурно-фациальной обстановки.

С позднегерцинскими процессами, в связи с вулкано-плутоническими формациями щелочных базальтоидов-габброидов (C_3 — P_1) развивается кобальтово-медно-железорудная, иногда с золотом минерализация, проявившаяся особенно интенсивно на стыке Большекаратауской и Северо-Чаткальской металлогенических подзон в узле пересечения Угам-Кумбельских, Таласо-Ферганских и субширотных Майданталских? (В. М. Петров) структур. В Большом Каратау минерализация представлена серией скарново-сульфидно-магнетитовых месторождений, наиболее крупные из которых Ирису и Южное вдоль Угам-Кумбельских разломов. В эффузивах щелочных базальтоидов она меняется на апатит-сульфидно-магнетитовую, связанную уже с другой фацией

магматизма. В целом здесь может быть выделена Ирису-Угамская рудная (Fe, Cu с Au) зона, для которой характерно повышенное содержание ртути, образующей здесь небольшие самостоятельные, а также в сочетании с полиметаллами, рудопроявления. Перспективы Ирису-Угамской рудной зоны еще недоизученны.

По границе Северо-Чаткальской и Большекаратауской металлогенических подзон можно ожидать и месторождения флюорита, очень характерного для Угам-Кумбельской структуры, ее обрамления и оперения.

Большекаратауской металлогенической подзоне присущи крупные концентрации фосфоритов (с ванадием, молибденом), руд осадочного генезиса в связи с кембрий-нижнеордовикским углеродисто-карбонатно-кремнисто-сланцевым комплексом каледонской эпохи. Как и для стратиформных полиметаллических месторождений, в пределах остальных подзон зоны аналоги по масштабам этих фосфоритовых залежей пока не найдены. Причину этого надо выяснить, но пока можно говорить о различных размерах структур.

Северо-Чаткальская металлогеническая подзона. Характеризуется большим разнообразием металлов: F (W, Sn), Bi, As (Au, Pt, Mo), Pb—Zn, Fe. Авторы, в значительной степени наследуя работы А. С. Аделунга, выделяют здесь четыре тектонических (металлогенические) района (Воронич и др., 1970): Центральное Пскем-Сандалашское поднятие, Таласо-Угамский и Верхнечаткальский прогибы и в переходной Угам-Кумбельской полосе — Нижнечаткальский прогиб.

В целом это структура с преимущественным развитием докембрийских плагногранитов в Центральном Пскем-Сандалашском поднятии и на стыке его с Таласо-Ферганским разломом, ниже-среднекарбонатовых андезит-гранодиорит-адемеллитовых вулканоплутонических ассоциаций в южной половине подзоны и Угам-Кумбельской полосе, и позднегерцинских гранит-аляскитовых интрузий в северо-восточной части подзоны, где имеются наиболее мощный гранитный и гранито-гнейсовый слои. Степень насыщенности ее магматизмом больше, чем в Каратау, но меньше, чем в Кураминской подзоне.

Металлогения подзоны многоэтапна. С породами докембрийской эпохи, обнажающимися в Пскем-Сандалашском поднятии, связаны индикаторная золотая, свинцовая, железорудная, фторовая и редкощелочная минерализации. Отрицательным моментом для этого участка может служить слишком большая эродированность здесь байкальских орогенных плагногранитовых интрузий, что не исключает продуктивности (Au и др.) в другой, не вскрытой эрозией, части. Фтор-редкощелочная минерализация в совокупности с позднегерцинской редкометальной, вероятно, унаследованной, может свидетельствовать в пользу возможных открытий значительных докембрийских редкометальных месторождений, а на-

ходки окатанных обломов полиметаллических руд (М. Гесь и др.) — полиметаллических залежей.

Каледонская эпоха дала в Северо-Чаткальской металлогенической подзоне фосфоритовые с V, Mo формации, марганцевую минерализацию и железистые кварциты, аналогичные Каратауским, локализующиеся в тех же кембро-ордовикских осадочно-вулканогенных комплексах. Но по имеющимся на сегодняшний день сведениям, они значительно меньшего масштаба.

Основная же эндогенная металлогения связана с герцинской эпохой. Раннегерцинский этап ее характеризуется образованием стратиформных полиметаллических месторождений карбонатно-свинцово-цинковой формации (Сарыжан, Возрожденное, Талбулак и др.) в известняково-доломитовом комплексе девона и колчеданно-полиметаллической (?) (участки Левобережного и другие) в кремнисто-известняковом нижнего карбона. Критерии размещения месторождений те же, что и для Каратау — определенные фации карбонатных пород, вулканизм, глубинные структуры, разломы, складки. Отличие — меньший масштаб, по сравнению с каратаускими и учкулач-гузанскими, Угам-Кумбельской структуры, в зоне влияния которой и определяющих ее структур в основном локализуются месторождения Северо-Чаткальской металлогенической подзоны. Оценивая отрезок единого раннегерцинского полиметаллического пояса, можно предположить здесь, а также по Угаму и Коксу несколько меньшие по размерам (чем в Каратау и Учкулаче) объекты, что пока соответствует имеющимся данным. С другой же стороны, наличие вулканитов может говорить о возможной колчеданно-полиметаллической минерализации.

С живет-франскими песчаниками Северо-Чаткальской металлогенической подзоны многие исследователи (Т. М. Воронич, Д. Сургутанова, Н. Назарова и др.) связывали золотую, медную и другие минерализации.

Со средним этапом герцинского цикла, с интрузиями гранодiorит-адамеллитового комплекса связана железорудная, медная (с платиноидами), молибденовая, золотая, мышьяково-висмутовая, вольфрамовая и полиметаллическая минерализация. Спектр металлов в отдельных рудопоявлениях помимо специфики интрузий во многом зависит от типа разреза прорываемых осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, их геохимической специализации. В связи с этим выделяется несколько разнотипных рудных зон. Одна из них (Пскем-Сандалаш-Чаватинская) охватывает Пскем-Сандалашское поднятие на севере и Чавата-Бричмуллинское на юге. Вследствие преимущественного развития здесь пород кембро-ордовикских углеродисто-карбонатно-кремнисто-сланцевого, диабазово-песчаниково-сланцевого и сероцветного молассового комплексов, специализированных на Bi, Mo, Au, As, W, Sb, Hg, и др., а также франских песчаников, со специализацией на Cu, Au, Bi, Hg металлогенический профиль этой рудной зоны представлен молибден-вольфрам-висмут-мышьяк-золоторудно-полиметалли-

ческим комплексом. Рудопроявления комплекса приурочены преимущественно к антиклинальным (интрузивно-купольные) структурам, осложненным поперечными складками и разломами, и представлены генетическими рядами гидротермальных формаций в основном интрузивной и околоинтрузивной зоны. Часто наблюдается отчетливая пространственная зональность в распределении формаций относительно интрузий, например, в Чавата-Бричмуллинском узле — вольфрам-молибденовые руды в апикальной части интрузивного массива, вольфрамовые — в зоне ближайшего экзоконтакта и дальше висмут, мышьяк и полиметаллы (И. М. Евфименко, В. М. Петров и др.). По природе она отражает температурную зональность поля внедрения интрузии с корректировкой ее геохимическими и литологическими особенностями вмещающих толщ.

Практический интерес пока представляют висмутовое, мышьяковое, вольфрамовое (?), молибденовое (?), оруденения.

Висмутовое и мышьяковое оруденения сосредоточены главным образом в Чавата-Бричмуллинском узле и приурочены к переходному между франскими песчаниками и карбонатными породами девона горизонту, образуя средние по масштабам месторождения. Молибденовое оруденение сосредоточено преимущественно в Чаватинском диорит-гранодиоритовом штоке, вольфрамовые — в его экзоконтакте (Дайковое рудопоявление); в пирротин-пиритизированных роговиках присутствует золото.

Оценивая Пскем-Сандалаш-Чаватинскую зону в целом, подчеркнем благоприятность позиции Чавата-Бричмуллинского узла на стыке этой северо-восточной структуры с меридиональной Угам-Кумбельской. Соответственно может быть благоприятен и северный стык с Таласо-Ферганским разломом, особенно по некоторым прямым данным (наличие золоторудных точек) и составу пород (песчаники, сланцы), благоприятному для золотого оруденения. В. М. Петров отмечал для Пскем-Сандалаш-Чаватинской рудной зоны определенную продольную зональность: на севере преобладание As, Sb и на юге — Bi, W, As, что может быть обусловлено особенностями геохимической специализации вмещающих толщ. В целом эта рудная зона в силу сложного географо-экономического положения еще недостаточно изучена, но может дать интересные промышленные объекты, особенно по Bi, W, Mo и др. При этом следует учесть, что возможны апофизы этой зоны под покровом карбонатных толщ, например, в сторону Ункурташа (В. М. Петров, И. В. Левченко).

По северу и югу Пскем-Сандалашской структуры вдоль границ с соседними тектоническими районами — Таласо-Угамским и Верхнечаткальским прогибами — в карбонатных породах (кремнистоизвестняковый комплекс) протягиваются зоны развития скарново-рудных месторождений и рудопоявлений. Спектр руд в них, с одной стороны, наследует металлогению Пскем-Сандалаш-Чаватинской рудной зоны, с другой, — имеет и свою специфику, связан-

ную с иным составом вмещающих пород и особенностями интрузивной деятельности, представленной здесь обычно небольшими штоками и дайками. Намечается определенная асимметрия в рудной специфике граничных зон в Верхнечаткальском и Таласо-Угамском прогибах, соответствующая асимметрии разрезов осадочных толщ юго-восточного и северо-западного склонов Пскем-Сандалашского поднятия. Зона Верхнечаткальского прогиба более обогащена медью, золотом (с платиноидами, молибденом) с образованием интересных объектов (Курутегерекское скарново-железо-молибденово-медное с золотом рудное поле).

В Таласо-Угамской зоне больше мелких скарново-полиметаллических (Мискан и др.) и скарново-железорудно-полиметаллических объектов. Перспективы этих рудных зон также окончательно не выяснены. Пока более перспективной выглядит Верхнечаткальская зона с Mo—Cu (с Au) оруденением. Распределение узлов внутри зон связано, по-видимому, в числе других факторов с поперечными структурами (подъем шарниров складок, разломы и т. д.).

Помимо вышеупомянутых среднегерцинских рудных зон, в южной части металлогенической подзоны выделяется Акбулакский рудный узел, попадающий в Угам-Кумбельскую переходную полосу, где сочетаются среднекарбонные гранодиорит-адамеллитовые интрузии, эффузивы нижнедевонского песчаниково-кварц-порфинового комплекса и обилие гранитоид-порфириров даек (C_2 ?) с развитием скарново (редкометалльно)-полиметаллического оруденения «кураманского» типа (Кошмансайское поле Zn, Pb, Cu), которое мы относим также к среднему этапу. Сочетание этого оруденения со стратиформным (месторождение Левобережное) и висмутовой с золотом минерализацией во франских песчаниках пестроцветного песчаниково-алевролитового комплекса и эффузивах базальт-андезит-липаритового комплекса дало Акбулакский рудный узел висмут-редкометалльно-полиметаллических руд сложного многоэтапного генезиса. С другой стороны, сочетание нижнедевонских эффузивов со среднекарбонным магматизмом заставляет подумать о возможности здесь медно-золоторудного (медно-порфирирового?) оруденения, хотя выявленные масштабы эффузивов пока незначительны.

Позднее оруденение герцинского цикла представлено фтор-редкометалльным (Sn, W и др.) оруденением апогранитового, пегматито-скарново-грейзенового типа в связи с гранит-аляскитовым комплексом. Выделяется рудная зона (Майдантал-Ойгаингская) такой минерализации в Северной части Северо-Чаткальской металлогенической подзоны в Таласо-Угамском прогибе и Саргардонская — в Южно-Чаткальском. Материнские интрузии, как указывалось, контролируются глубинными разломами (Пскемский, Майдантальский, Угам-Кумбельский) и в северной части совпадают с краем области повышенных мощностей «гранито-гнейсового» слоя. Поэтому наиболее перспективной по общим возмож-

ным запасам металлов представляется северная часть, хотя по экономическим условиям предпочтение пока отдается южной.

Указанная фтор-редкометалльная минерализация является в известной мере спецификой Северо-Чаткальской подзоны и, возможно, в какой-то степени соответствует вышеупомянутым особенностям строения земной коры, повлиявшим на развитие здесь рудоносного гранит-аляскитового магматизма.

Курамино-Ферганская металлогеническая зона

Зона включает шесть подзон: Кассанскую, охватывающую южный склон центральной части Чаткальского хребта (в основном бассейн р. Кассан); Кураминскую — хребты Каржантау, юго-западные отроги Чаткальского, Кураминского, Моголтау и закрытые территории района Голодной степи; Ферганскую — Ферганская долина до адырных зон Южной Ферганы; Сырдарьинскую — Сырдарьинская депрессия и восточная часть пустыни Кызылкумы; Северо-Кызылкумскую — Северные Кызылкумы; Бельтаускую — возвышенности Бельтау (Восточное Приаралье).

Общим для всех подзон Курамино-Ферганской зоны является сходство вещественного состава и последовательности образования геологических комплексов, а также то, что развитые здесь преимущественно средне- и верхнепалеозойские комплексы залегают, как правило, непосредственно на архей-протерозойских, в различной степени метаморфизованных образованиях.

Следует, пожалуй, отметить определенную закономерность изменения палеозойского разреза подзон в пределах всей зоны — в западном направлении в каждой последующей подзоне: а) уменьшается набор палеозойских комплексов и б) на протерозойский фундамент непосредственно ложатся все более и более молодые комплексы.

В верхней части разрезов в подзонах в том же направлении намечается обратная тенденция — разрезы подзон заканчиваются все более древними образованиями, а в верхнекарбон-нижнепермских частях разрезов снижается роль магматитов и в западном направлении они заменяются терригенными образованиями.

Кассанская подзона является как бы переходной между Каратау-Нарынской и Курамино-Ферганской зонами. В нижней, досилурийской части разреза она сходна с подзонами Каратау-Нарынской зоны, а в верхней имеет общие особенности с подзонами Курамино-Ферганской зоны. В связи с промежуточным положением Кассанской подзоны схема ее геологического развития описывается отдельно.

В архей-нижнепротерозойское время в пределах Кассанской подзоны, видимо в условиях геосинклинального режима, формируются отложения, объединяемые в настоящее время в амфиболито-гнейсовый комплекс.

После заметного перерыва в ниже-среднерифейское время образуются метаквартцно-сланцевый и залегающий на нем с большим разрывом зеленосланцево-андезит-диабазовый комплекс и прорывающие его верхнерифейские натровые граниты и плагиограниты, свидетельствующие о значительной активизации тектоно-магматических процессов. Следующий затем глубокий перерыв в осадконакоплении, лишь местами прерываемый отложением вендского спаргмитового комплекса, сменяется образованием средне-верхнеордовикских диабазово-песчаниково-сланцевого и сланцево-песчаникового комплексов, замещающих друг друга латерально.

В пределах полей развития комплексов, содержащих эффузивы, местами отмечаются небольшие трещинные интрузии ультраосновных пород (пироксениты, перидотиты, серпентиниты).

В силуре формируется сероцветный молассовый комплекс, представленный в Кассанской подзоне сероцветной вулканогенно-молассовой формацией, захватывающей, видимо, и верхи верхнего ордовика.

Таким образом, вся догерцинская история развития подзоны свидетельствует о ее достаточно активной тектоно-магматической жизни, причем неоднократно проявившийся магматизм был преимущественно основного состава и в вулканогенных фациях.

В нижедевонское время образовался песчаниково-кварц-порфировый комплекс. На силурийских отложениях он залегает, по видимому, с перерывом и характеризует активизацию тектонических движений, сопровождавшуюся проявлением в основном кислого магматизма в вулканогенной форме. С середины среднего девона и почти до конца нижнего карбона накапливаются карбонатные образования, сформировавшие известняково-песчаниковый (D_{2-3}), известняково-доломитовый (D_3) и кремнисто-известняковый (C_1) комплексы. В верхах нижнего и в среднем карбоне вновь наблюдается активизация тектонических движений, сопровождавшаяся магматизмом, но уже основного — среднего состава: сначала в вулканической форме, а затем мощным интрузивным. В результате сформировались базальт-андезит-липаритовый и гранодиорит-адамеллитовый комплексы; последний по существу определяет магматический профиль не только Кассанской подзоны, но и всей Курамино-Ферганской зоны.

Верхнекарбонатные образования отсутствуют, что свидетельствует о перерыве как в осадконакоплении, так и в магматической деятельности.

В пермское время в континентальных и частично прибрежно-лагунных условиях образовался нижнепермский трахибазальт-липарит-трахилипаритовый комплекс, представленный тремя формациями (липаритовая, трахибазальт-трахиандезитовая, липарит-трахилипаритовая), проявившимися и в эффузивной, и в субвулканической фациях.

Считается, что палеозойскую историю в подзоне завершает магматизм, сформировавший довольно крупные интрузивные тела гранитного комплекса. Однако, как отмечалось при описании формационных комплексов, не исключено, что указанные гранитоиды могут иметь и средне- (верхнекарбонный?) возраст.

В геофизических полях Кассанская подзона характеризуется слабо дифференцированным, в основном отрицательным магнитным полем. Гравитационное поле также слабо дифференцировано, с отдельными небольшими максимумами.

Остальные подзоны Курамино-Ферганской зоны (Кураминская, Ферганская, Сырдарьинская, Северо-Кызылкумская и Бельтауская) довольно резко отличаются от подзон Каратау-Нарынской зоны, особенно догерцинским периодом развития, из образований которого здесь известны, по существу, лишь различные метаморфические породы архей-протерозойского возраста. Установлены они под покровом мезо-кайнозойских отложений в Сырдарьинской, Северо-Кызылкумской и Бельтауской подзонах на основании комплексной интерпретации гравимагнитных данных и в отдельных случаях вскрыты скважинами. В Кураминской и Ферганской подзонах эти образования не обнаружены, хотя возможность их нахождения под покровом более молодых отложений не исключается.

Отсутствие в пределах указанных пяти подзон каких-либо образований от протерозоя до силура позволяет предполагать наличие здесь устойчивого поднятия или во всяком случае преобладания сноса над осадконакоплением. Начиная с силура (возможно, верхи ордовика) в восточных подзонах (Кураминская и Ферганская) в спокойных морских, сравнительно мелководных условиях накапливается терригенный материал и формируется сероцветный молассоидный комплекс. В западных подзонах (Сырдарьинская, Северо-Кызылкумская и Бельтауская), судя по отсутствию здесь силурийских образований, продолжает существовать поднятие.

После небольшого перерыва с верхнего силура (вероятно, с его верхов) начинается формирование песчаниково-кварц-порфирового комплекса (S_2 — D_1), известного в пределах Кураминской и Сырдарьинской подзон, т. е. в активную геологическую жизнь начинают вовлекаться более западные подзоны; с востока на запад отмечается уменьшение мощностей комплекса.

Своеобразная зональность намечается в характере вулканогенной части комплекса в меридиональном направлении: с юга на север постепенно исчезают кислые вулканы, а средние приобретают несколько повышенную щелочность.

В Сырдарьинской подзоне вместе с песчаниково-кварц-порфировым комплексом местами, видимо в наложенных прогибах, в мелководно-морских условиях и при слабодифференцированных тектонических движениях формируется граувакково-рифогенно-известняковый комплекс, характерный больше для Южно-Тянь-

шаньской геосинклинальной области. Комплекс установлен в южной части подзоны, ближе к границе с Южно-Тяньшаньской областью, причем контуры его распространения имеют вытянутую в субширотном и северо-западном направлении, согласную с общим простираанием структур Южно-Тяньшаньской геосинклинали, форму.

В период D_2 — C_1^2 во всех, за исключением Бельтауской, подзонах накапливаются карбонатные отложения, сформировавшие известняково-песчаниковый (D_{2-3}), известняково-доломитовый (D_3) и кремнисто-известняковый (C_1) комплексы в Кураминской и Ферганской подзонах, песчаниково-доломит-известняковый (D_2 — C_1) и ангидрит-доломит-известняковый (D_2 — C_1) — в Сырдарьинской и Кураминской; в Северо-Кызылкумской подзоне известен лишь последний, причем чрезвычайно слабо развитый (геофизическими методами установлены всего три небольших участка).

Конец нижнего и средний карбон характеризуются усилением тектонических движений и магматической деятельности во всех подзонах. В результате формируется базальт-андезит-липаритовый и гранодиорит-адамеллитовый комплексы; с последним часто ассоциируют небольшие интрузивы габброидов. В Бельтауской подзоне, в ее западной части, вместо базальт-андезит-липаритового комплекса образуется карбонатно-терригенно-вулканогенный, характерный для «уральской ветви» геосинклинали.

После значительного перерыва, последовавшего за формированием гранодиорит-адамеллитового комплекса в пределах Кураминской и Ферганской подзон отмечается мощная вулканическая деятельность, в результате которой образовался андезитодацитовый комплекс (C_{2-3}). Породами комплекса сложены крупные наложенные линейные и изометричные вулканотектонические депрессии и вулканокупольные поднятия. Характерно, что как и при нежнедевонском вулканизме здесь в направлении с юга на север повышается основность и щелочность пород.

В других подзонах магматизм этого времени не известен, и здесь формируются шлировые комплексы, причем в Сырдарьинской подзоне в их составе присутствуют карбонатные отложения, роль которых в более западных подзонах ничтожна. В Сырдарьинской же подзоне в пределах предгорных и внутригорных впадин формируется пестроцветный молассовый комплекс.

Мощный среднекарбовый андезитодацитовый вулканизм сменяется не менее мощным контрастным липарит-базальтовым, сформировавшим трахибазальт-липарит-трахилипаритовый комплекс (P_1), включающий три формации (липаритовая, трахибазальт-трахиандезитовая и трахилипаритовая). Образования комплекса, как и андезитодацитового, известны лишь в Кураминской и Ферганской подзонах.

Завершающим в Курамино-Ферганской зоне является гранит-аляскитовый (P_1) комплекс, проявления которого известны лишь

в Кураминской и Сырдарьинской подзонах; в последней они установлены геофизическими методами.

Особенности геологического развития и строения различных подзон нашли отражение в наблюдаемых геофизических полях.

Кураминская подзона характеризуется резко дифференцированным положительным магнитным полем. Гравитационное поле более спокойное, в основном отрицательное, однако со значительным числом небольших локальных максимумов, особенно хорошо выявляющихся при крупномасштабных работах (Н. Б. Вольфсон и др.).

Ферганская подзона по характеру гравимагнитных полей делится на две части. Северо-восточная близка к Кассанской и имеет отрицательное, слабо дифференцированное магнитное поле с таким же гравитационным, а юго-западная близка к Кураминской с положительным магнитным полем и двумя крупными аномалиями.

Сырдарьинская подзона отличается довольно значительным по интенсивности отрицательным магнитным полем и меньшими полями положительных магнитных аномалий, иногда значительной интенсивности, тяготеющих к южной границе подзоны и обусловленных, вероятно, развитыми здесь образованиями базальт-андезит-липаритового и гранодиорит-адамеллитового комплексов.

Для Северо-Кызылкумской подзоны характерно резко дифференцированное магнитное поле и гравитационное поле мозаичного типа, причем по их особенностям подзона делится на две части. В восточной, примыкающей к Сырдарьинской, преобладает, как и в последней, отрицательное магнитное поле, совпадающее с гравитационным минимумом. Для западной, граничащей с Бельгауской, довольно интенсивное положительное магнитное поле совпадает с отрицательным гравитационным.

Бельгауская подзона характеризуется дифференцированными геофизическими полями. Почти всей территории подзоны присуще довольно интенсивное положительное магнитное поле. В центральной части подзоны отмечается слабое отрицательное магнитное поле, совпадающее с гравитационным минимумом, окаймленное положительным гравитационным полем.

Рассматривая особенности геофизических полей всей Курамино-Ферганской зоны, можно заметить, что в широтном направлении чередуются подзоны с преобладанием отрицательных и положительных магнитных полей. Так, Кассанская и прилегающая к ней часть Ферганской подзоны характеризуется отрицательным магнитным полем, Кураминская с частью Ферганской — положительным. Для Сырдарьинской и прилегающей к ней части Северо-Кызылкумской характерно опять отрицательное магнитное поле, а для Бельгауской с западной частью Северо-Кызылкумской — положительное. Положительные магнитные поля в отличие от отрицательных более интенсивные и резко дифференцированы.

Кроме того, следует отметить, что, если исключить из состава Курамино-Ферганской зоны Кассанскую как переходную, то в составе зоны по особенностям геофизических полей выделится не пять, как по геологическим данным, а всего три подзоны. По строению земной коры Курамино-Ферганская зона, по данным мелко-масштабных исследований, отличается от Каратау-Нарынской несколько меньшей (35—40 км) мощностью земной коры при простой плавной конфигурации границы М, простирание которой примерно совпадает с простиранием зоны.

Наблюдается небольшое локальное погружение этой границы на западе (Бельтауская подзона) и востоке (Ферганская) при относительном воздымании в центре (Сырдарьинская и Северо-Кызылкумская подзоны). Очертания границы К более сложные, со множеством мелких замкнутых контуров, хотя пределы колебаний глубины залегания здесь также небольшие 25—30 км. При более детальных исследованиях, проведенных со станциями «Земля» группой Е. М. Бутовской в Кураминской подзоне, в частности в Алмалыкском и Ахангаран-Ангренском районах, обнаружены сложные детали строения разреза земной коры, выразившиеся в проникновении в верхние слои «высокоскоростных» вторжений, обнаруживаемых в 2—6 км от поверхности, что говорит о происходящих здесь в коре сложных интенсивных процессах дифференциации и, таким образом, сложных соотношениях «гранитного» и «базальтового» слоев. И. Х. Хамрабаев и др. (1976) приводят такие обобщенные цифры для Кураминской подзоны: мощность «базальта» — 20—25 км, «гранита» — 18—15 и «диорита» — 5—8.

Р. З. Ахмеров (1975) на основе исследований строения земной коры, проведенных со станциями «Земля», также отмечает поперечное поднятие в пределах Сырдарьинской и Северо-Кызылкумской подзон (Восточно-Кызылкумский блок у Ахмерова) и погружение границы М в юго-восточном направлении, достигающей в Кассанском блоке глубины 50—55 км. В том же направлении возрастает мощность «гранитного» и сокращается мощность «базальтового» слоев. Интересны данные этого же автора по деталям поведения границы М в горной части Кураминской подзоны, в частности, наличие нескольких локальных погружений границы М, совпадающих с повышенными частями рельефа. Одно из них северо-западного простирания, занимает центральную часть подзоны. Второе, в 25—30 км юго-восточнее г. Алмалыка, имеет форму изогнутой брахисинклинали с северо-восточным простиранием в южной части и меридиональным в северной.

Металлогения Курамино-Ферганской металлогенической зоны особенно богата и разнообразна. Здесь сосредоточены промышленные объекты свинца, цинка, меди, флюорита, сурьмы и др.

Согласно проведенному количественному металлогеническому анализу (Воронич и др., 1971), в Кураминской зоне—наибольшее число промышленных месторождений на единицу площади в республике. Большинство других подзон (исключая Кассан) прихо-

дится главным образом на закрытые пространства и о степени их рудоносности можно судить только по косвенным данным (геофизические, единичные скважины, аналогии и т. д.). Но в целом можно высказать следующие соображения. Вся Курамино-Ферганская зона располагается на краю жесткого Срединно-Тяньшаньского массива, что само по себе уже благоприятный фактор, особенно для ее южной части, где проходит среднегерцинский рудный пояс с магнетитовой, а также вероятно, полиметаллической, медной, золотой и другими минерализациями, связанными со среднегерцинским магматизмом в его плутонической и эффузивной формах. Кураминская и частью Ферганская и Кассанская подзоны, кроме этого пояса, попадают еще в позднегерцинский секущий с флюоритовой, серебряной, редкометальной, медно-висмутовой, редкощелочной и другими минерализациями. Таким образом, именно здесь наиболее оптимальные условия для совмещения разновозрастной минерализации пересекающихся рудных поясов, приведшего к максимальной рудонасыщенности этих подзон.

Отдельные подзоны Курамино-Ферганской зоны, кроме общей рудонасыщенности, отличаются спектрами металлов. Приведем краткую характеристику металлогении каждой подзоны.

Кассанская металлогеническая подзона. Sb, Au, As, Hg, Pb, Zn, Cu, Ag, Mo, W и др. Как уже указывалось, является в значительной степени переходной между Курамино-Ферганской, Каратау-Нарынской зонами и Южно-Тяньшаньской областью.

В связи с этим на разных тектонических схемах она включалась то в Кураминскую, то в Чаткальскую подзоны или рассматривалась даже как сегмент Южного Тянь-Шаня (Е. Д. Карпова). Соответственно изменялись и границы. Здесь мы описываем Кассанскую металлогеническую подзону в рамках, предложенных К. Т. Мустафиным, который более двадцати лет занимался металлогенией этого района. Его работы с некоторыми коррективами положены в основу характеристики подзоны.

Подзона, по К. Т. Мустафину, рассматривается как часть Курамино-Ферганской зоны, хотя в разные периоды ее развития она ближе то к Чаткалу, то к Кураме.

Согласно К. Т. Мустафину, граница Кассанской (по Мустафину Северо-Ферганская) металлогенической подзоны проходит вдоль южного края Кассанского и Падшаатинского грабенов, затем по северному краю Нанайской депрессии и северо-восточнее оз. Сарычелек круто поворачивает к югу-востоку, разделяя Южно- и Срединно-Тяньшаньские разрезы. Ранее А. С. Аделунг, Т. М. Воронич, В. М. Петров и др. границу между Кассанской и Кураминской подзонами проводили несколько западнее, грубо где-то по последним выходам эффузивов.

В тектоническом отношении Кассанская подзона, как Курамино-Ферганская и Чаткало-Нарынская зоны, представляет собой полициклические прогибы на жестком основании, которое в отличие от вышеупомянутых зон здесь обнажается достаточно широко.

Наличие офиолитов позволило К. Т. Мустафину отнести эту подзону к эвгеосинклиналям и провести аналогию в целом с краевой «шовной» структурой. Мы рассматриваем подзону как часть «срединномассивной» структуры с проникновением офиолитов по системе оперяющих разломов.

Подзона имеет многоэтажное строение, что должно было привести и к полициклической металлогении, но по имеющимся данным, металлогенический профиль подзоны определяется герцинской металлогенией.

Докембрийская эпоха (карельский, байкальский циклы), представленная метаморфическими гнейсами, сланцами, мраморами и трахибазальтами (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. М. Мирходжаев, К. Т. Мустафин и др.), характеризуется повышенным геохимическим фоном золота (до 0,05 г/т), серебра (до 2 г/т), сурьмы (до 0,1%), ртути (до 0,001%) и других элементов. М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. М. Мирходжаев и др. считают, что это сыграло большую роль в последующих, в частности герцинских, процессах образования рудных концентраций, что действительно соответствует герцинскому металлогеническому профилю подзоны. По-видимому, можно предположить и более существенные концентрации ряда элементов в докембрийскую эпоху, например, в горизонтах, сильно обогащенных органикой (Терекский район), с выделением соответствующей золотоносной формации (Л. М. Глейзер, Т. М. Воронич, М. Д. Гесь).

В связи с трахибазальтами по аналогии с Чаткалом можно ожидать железо-фосфор-редкощелочную минерализацию.

Каледонская эпоха на раннем этапе (Сп—О₂₋₃) при формировании диабазово-песчаниково-сланцевого комплекса характеризуется накоплением повышенных против кларков концентраций Р, V, Мо, Ас, Мп, Fe, Нg и здесь также по аналогии с Чаткалом можно ожидать существенные рудные концентрации вулканогенно-осадочного типа (Р, Мп, V, Fe).

К раннему этапу каледонского цикла относится и формирование в связи с интрузиями пироксенитов, перидотитов, хром-никелевого оруденения небольших масштабов.

Со средними и поздними этапами цикла в связи с песчаниково-кварц-порфировым комплексом и гранитоидным магматизмом К. Т. Мустафин никакой достоверной минерализации не указывает, хотя нам представляется, что Кассанский фрагмент силурнижне-среднедевонского вулканоплутонического пояса может быть, как и в Кураме, рудоносным (Си, Au, W и др.), на что есть некоторые ссылки и у К. Т. Мустафина. Следует учесть, что ряд довольно крупных гранитоидных интрузий подзоны некоторые исследователи (Г. И. Макарычев) относят к каледонским, что повлечет за собой и связанное с ними оруденение.

Герцинский цикл — определяющий в металлогении подзоны, характеризуется золото-сурьмяным профилем при подчиненном

значении полиметаллов, меди, ртути, молибдена, вольфрама и других элементов.

С ранним его этапом связывается формирование стратиформных свинцово-цинковых месторождений в известняково-доломитовом и кремнисто-известняковом комплексах. По-видимому, это оруденение в подзоне можно считать частью апофизы вышеупомянутого Каратау-Чаткал-Курама-Учкулач-Гузанского раннегерцинского полиметаллического пояса, которая идет от Сумсара через Караван и Босбугау. Значительных объектов здесь пока нет и вряд ли они будут из-за отсутствия соответствующих крупных структур и относительно слабого развития рудоносных карбонатных комплексов.

Со средним этапом, в связи с интрузиями гранодиорит-адамеллитового комплекса известны небольшие скарново-молибденово-вольфрамовые (Иштамберды), скарново-золоторудные с медью и серебром рудопоявления, а также мелкие гидротермальные жилы с теми же элементами и висмутом в гранитах и вмещающих их толщах (Андагул и др.).

Таким образом, этот интрузивный комплекс здесь, в отличие от смежных Кураминской и Северо-Чаткальской подзон, менее «магнетичен», но более «редкометален», хотя ничего существенного и в этом отношении пока не известно. Такой его уклон в какой-то степени коррелируется с общей повышенной мощностью здесь земной коры и особенно гранитного слоя в Кассанском блоке (подзона). Поэтому этот сектор Чаткала И. Х. Хамрабаев относил к сиалическому Южно-Тяньшаньскому типу коры (1974).

Редкометалльный уклон может быть в какой-то степени обусловлен и близостью подзоны к Южному Тянь-Шаню.

В связи с этим здесь может быть и несколько более кислый уклон упомянутого гранодиорит-адамеллитового комплекса, в котором в Кассане (в отличие от Курамы и Чаткала), как указывалось, отсутствуют составляющие его габброиды. Находит такая специализация свое отражение и в гравимагнитных полях, мелкие локальные максимумы которых здесь связаны лишь с более ранними ультраосновными интрузиями.

Поздний этап (пермь, по Мустафину до триаса) герцинского цикла является, по мнению большинства исследователей, наиболее продуктивным. Именно с ним связываются концентрации определяющих металлогенический облик подзоны металлов — сурьмы и золота, сопровождающих их мышьяка, ртути, полиметаллов и др. Собственно для этого периода дается К. Т. Мустафиным общее металлогеническое районирование подзоны, где он выделяет два рудных района: Кассанский и Падшаатинский, с рудными полями в Кассанском — Чапчаминское, Иштамбердинское, Терекское, Кошкасу-Шалдырское, Алабукинское; в Падшаатинском — одноименное поле.

Рудные районы представляют собой антиклинории с рядом брахиантиклиналей и горст-брахиантиклиналей различного на-

правления. По своду их в широтном направлении простираются Малый и Большой Кассанский, Падшаатинский грабены, выполненные эффузивами и молассовыми породами перми. Грабены ограничиваются краевыми разломами, которые оперяются мелкими разрывными структурами, секущими брахиантиклинали.

В сводах антиклиналей обычно обнажаются метаморфические породы кассанской серии, представленные слюдяно-кварцевыми, амфиболитовыми сланцами и амфиболитами со слоями мраморов. Часты межпластовые мелкие инъекции древних плагиогранитов, в сланцах — черные прослои пород, сильно обогащенных органикой (Кассан и др.).

Большинство золото-сурьмяных и сурьмяных проявлений района (кварцево-антимонитовая, кварцево-золото-антимонитовая и золото-сульфидная формации) приурочено к брахиантиклиналям. При этом кварцевые залежи располагаются в зоне брекчированного контакта сланцев и мраморов, образуя достаточно выдержанные пластовые, «стратифицированные» тела. Обращает на себя внимание их пространственная связь с богатыми органикой прослоями (Л. М. Глейзер, Т. М. Воронич). В пределах рудных узлов может быть несколько таких пластовых тел, приуроченных к чередующимся прослоям мраморов в сланцах, что увеличивает перспективы месторождений.

Таким образом, здесь может оказывать влияние как геохимический (сингенетичная зараженность, осаждающая роль органики), так и структурный фактор.

По имеющимся данным, наибольшей рудонасыщенностью обладает Тереккан-Терексайская структура. Существенная рудоносность установлена в ряде других структур, где, особенно в Кассанской, выявлены также промышленно интересные месторождения.

Возраст и генезис золото-сурьмяного оруденения спорный. С нашей точки зрения, он может быть полигенным. К. Т. Мустафин считает его пермским, причем вслед за В. А. Кузнецовым он большое значение придает в его формировании глубинным источникам, давшим и ультраосновную породу, и руду, хотя в Кассане они разделены большим временным интервалом. Соответственно в их размещении существенная роль отводится и глубинным разломам, в частности, краевым грабенам.

Помимо указанных, главных для подзоны типов оруденения, в эффузивно-осадочных породах перми Большого Кассанского грабена (К. Т. Мустафин) установлены зоны интенсивного изменения (каолинизация, алунификация, ожелезнение) с сульфидами (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь) и повышенными содержаниями золота, серебра, редких щелочей и других металлов. Промышленная оценка их как и индикаторная роль пока не изучены.

К. Т. Мустафин, исходя из перечисленных закономерностей в пределах подзоны, выделяет перспективные площади на ртутно-

сурьмяное и сурьмяное оруденение (на территории Терексай-Тереккан-Тиллябердинского, Кашкасу-Кассанского, Алмалыбулак-Арчасуйского, Каратюбинского, Чапчаминского и других рудных полей, и структур Бербулака, Казанбулака, участков Падшатиинского района и др.). На другие рудные формации этот автор перспективы не дает. Нам представляется, возможным расширение известных перспектив на среднегерцинское скарново-редкометальное оруденение, выявление золото-рудных, золото-серебряных, серебро-полиметаллических, редкощелочных объектов в пермских эффузивах. Возможны, вероятно, объекты и типа олово-серебро-полиметаллических, подобные Северо-Шавазскому в Кураме.

Отсутствие в Кассане пермского гранит-аляскитового комплекса, особенно характерного для Чаткала, обусловило отсутствие здесь фтор-редкометального рудного комплекса пегматито-грейзеновых и апокарбонатно-грейзеновых формаций типа Ойгаинга, Саргардона, Каракиза и др.

Кураминская металлогеническая подзона самая продуктивная, рудонасыщенная из всех подзон Курамино-Ферганской зоны и вообще Срединно-Тяньшаньской металлогенической области, характеризуется месторождениями ряда металлов (Pb, Zn, Cu, Bi, CaF₂ и др.), которые на протяжении многих лет успешно осваиваются промышленностью. Таким образом, по металлогеническому профилю она является полиметальной, главным образом свинец-цинк-медь-флюорит-золото-железо-комплексно-редкометальной.

В соответствии с указанными ранее геолого-тектоническими факторами подзона характеризуется исключительной магмонасыщенностью, интенсивной тектоникой, особенно разрывной, очень высокой общей удельной геологической неоднородностью и т. д. Последнее может зависеть от рассмотрения структуры и как центра ядра роста, по В. И. Попову.

Металлогения подзоны изучалась давно и описана во многих трудах. Наиболее капитальными являются работы Б. Н. Наследова, Таджикско-Памирской экспедиции (А. Е. Фенсман, Д. И. Щербяков и др.), группы Х. М. Абдуллаева (Х. М. Абдуллаев, Т. М. Воронич, М. Г. Калабина и др.), групп МГ УзССР (В. Г. Гарьковец, Л. Т. Лунина и др., Б. Алишин и др., Н. Б. Вольфсон и др., А. Е. Антонов и др., И. А. Айзенштат, В. А. Арапов, В. В. Козырев, В. В. Михайлов и др., И. М. Мирходжаев и др., В. Ткачев и др.), таджикских геологов (группы Ю. С. Шихина, С. Бабаходжаева и др.), киргизских (К. Т. Мустафин, А. И. Образцов и др.), последние работы в ИГ и Г АН УзССР групп И. Х. Хамрабаева, А. А. Малахова и др., М. Мансурова и др., Р. А. Мусина, И. М. Голованова, Э. А. Дунин-Барковской и мн. др. Все эти исследования дают достаточно цельное, хотя в деталях в известной мере противоречивое представление о металлогении подзоны. Поэтому здесь, как было сказано, остановимся на главных моментах.

В прежних схемах металлогенического районирования (Б. Н. Наследов, Т. М. Мацокина-Воронич, В. Н. Петров, М. Г. Калябина и др.), в Кураминской подзоне выделялись тектонические рудные районы. Для Кураминского хребта: Западно-Кураминский (Карамазарский) железорудно-полиметаллический сложнопостроенный антиклинорий с сокращенными мощностями осадков и выходами пород почти всего стратиграфического разреза подзоны; Центральнo-Кураминский (Восточно-Карамазарский) висмута-серебро-полиметаллический, представляющий собой верхнепалеозойскую депрессию, заполненную эффузивами; Восточно-Кураминский железорудно-медно-полиметаллический (с золотом) район — антиклинорий, во многом сходный с Западно-Кураминским; Северо-Кураминский молибденово-медный (с золотом) — поднятие с обширными полями выходов относительно древних силур-девонских пород.

В Кураминской подзоне в отличие от всех остальных подзон области достаточно доказана каледонская металлогения, связанная с силур-нижнедевонским песчаниково-кварц-порфировым комплексом, слагающим здесь фрагмент крупного (по А. А. Богданову) нижнедевонского вулканоплутонического пояса, уходящего далеко в Казахстан. Вулканогенная его часть (андезит-липаритовая) в Кураме характеризуется повышенным фоном меди и золота. Именно на ее стратиграфическом уровне локализуются главные промышленные месторождения Алмалыка. С интрузивной фацией, гранит-аляскитами связана в том же Алмалыкском районе пока незначительная грейзен-редкометаллическая минерализация (W. Mo), масштабы которой требуют уточнения.

Герцинский цикл, как и везде, определяющий. С ранним его этапом связано формирование тех же стратиформных карбонатно-полиметаллических месторождений, входящих в Каратау-Чаткал-Курама-Учкулач-Гузанский раннегерцинский рудный пояс. Здесь выделяются две его ветви — Калканатинская и Сумсар-Караван-Бозбутауская, причем для второй давно выявлены небольшие промышленные месторождения с функционирующими рудниками. Нам представляется, что, хотя объекты масштаба Учкулача или Каратау здесь ожидать трудно, эта часть нижнегерцинского полиметаллического пояса более благоприятна, чем Чаткальская.

Обратим внимание на значение эффузивов, которые играют, возможно, немалую роль для залежей с колчеданно (или колчеданноподобным) -полиметаллическим оруденением (Кульчулак и др.).

Средняя и поздняя стадии цикла — наиболее рудоносные. При этом по поводу конкретного отнесения той или другой минерализации к вышеупомянутым стадиям существуют различные мнения. Не вдаваясь в детали этого особенно остро ставящегося в Кураме вопроса, мы на основе прежних работ (Абдуллаев и др., 1958), а также многочисленных новых факторов развиваем идею многоэтапного оруденения герцинского цикла в подзоне, одновре-

менно отмечая характерные особенности каждого из этапов не только по спектру металлов, но и по масштабам концентрации руд, их тектонической позиции и т. д.

Основная особенность среднегерцинского оруденения — большой масштаб при относительно невысоких средних содержаниях металла в рудах, приуроченность преимущественно к широтным и северо-западным структурам, связь со среднегерцинской вулкано-плутонической ассоциацией, размещение продуктов которой также в основном контролируются широтными и северо-западными структурами, большое удельное значение высокотемпературных руд, в частности скарново-рудных формаций. Главный спектр металлов — Pb, Zn, Fe, Cu, Mo, Bi, и др.

Свинцово-цинковое оруденение представлено рядом крупных и мелких месторождений скарнового и скарноидного типа (Алтын-Топкан, Чал-Ата, Курусай, Кансай и др.) преимущественно в Западно-Кураминском (Кармазарский) районе по северному и южному контактам Кураминского батолита, где сохранились гряды-останцы карбонатных пород и развиты грабен-синклинали с вулканитами базальт-андезит-липаритового комплекса. Скарны со свинцом и цинком (иногда с повышенными содержаниями вольфрама) локализуются преимущественно на контакте широко развитых здесь даек гранит- и гранодиорит-порфиоров, составляющих, с нашей точки зрения, неотъемлемую часть указанной среднегерцинской вулкано-плутонической ассоциации. Частично руды размещаются на контакте эффузивов и известняков, опять же преимущественно в зоне влияния даек (Мышик-Кол, Учкатлы и др.).

Пространственно со скарново-полиметаллическим оруденением в Кармазаре ассоциирует и скарново-магнетитовое небольших масштабов, приуроченное к тем же грядам карбонатных пород на контакте Кармазарского батолита и его сателлитов (Чокадамбулак, Туранглы и др.). Иногда они совмещены непосредственно со скарново-полиметаллическим оруденением, хотя и несколько более поздним (Курбанкул). На некоторых из них встречаются повышенные, до промышленных, содержания висмута (Чокадамбулак).

Развитие скарново-магнетитовых проявлений хорошо сопоставляется с повышенной общей железистостью гранодиорит-адамеллитового комплекса и развитием здесь его габброидной составляющей. Мы выделяем в Западно-Кураминском районе две зоны скарново-железо-полиметаллического оруденения, на востоке погружающиеся под более молодые эффузивы и четвертичный покров и на западе уходящие в Приташкентскую депрессию, и, возможно, дальше (судя по магнитным аномалиям) в соседние подзоны вдоль «магнетитового пояса», по В. Г. Гарьковцу (1971).

Аналогичное скарново-магнетит-полиметаллическое оруденение (Гава и др.), хотя и значительно меньших размеров, выделяется на другом воздымании Кураминской антиклинали — в Восточно-Кураминском районе, где занимает ту же геологическую позицию-

контакт среднегерцинских гранодиорит-адамеллитовых интрузий и карбонатных пород. Здесь же размещается среднегерцинское скарново-железо-свинец-цинк-медное месторождение (с золотом) Бозымчак, на специфике которого, может быть, уже сказывается близость к Кассану. В сумме эти месторождения могут быть объединены в единую комплексную Бозымчак-Гавасайскую зоны, в которой возможно открытие новых объектов.

На правобережье Ангрена также выделяется несколько небольших скарново-полиметаллических объектов (Курганташ-Кульпаксай и др.), связанных со среднегерцинскими дайками и штоками гранодиорит-порфиоров и локализующихся в экзоконтакте гранодиорит-адамеллитовой интрузии. Здесь выделяется Курганташ-Кумышканская зона. Само месторождение Кумышкан уже более молодое, но на его площади есть и среднегерцинское оруденение.

В целом выявленные запасы по скарново-полиметаллическому (и скарново-магнетитовое) оруденению еще далеко не исчерпаны и могут быть наращены за счет закрытых территорий (под эффузивами, четвертичными породами и т. д.).

Медное оруденение с молибденом и золотом главные концентрации дает в Северо-Кураминском районе (Алмалыкский узел), приурочиваясь к штокам гранодиорит- и граносиенит-порфиоров, прорывающих сиенито-диоритовую интрузию и нижнедевонские кварцевые порфиры. Возраст и генезис этих гранодиорит-порфиоров спорный, но мы их, как и в Алтын-Топкане, считаем составной частью среднегерцинской вулкано-плутонической ассоциации. Специфика его здесь может быть увязана с первичной зараженностью медью как нижнедевонских эффузивов, так и сиенито-диоритовых интрузий (И. М. Голованов и др.). Золото-молибден-медное оруденение («медно-порфировый тип») в Алмалыке образует несколько рудных полей, трассирующих единую крупную северо-западную структуру (глубинный разлом, по И. Б. Федоровой, Н. Б. Вольфсону и др.), уходящую в Ангренскую депрессию и на южные склоны Кураминского хребта. Особая благоприятность именно Алмалыкского узла может быть поставлена и в зависимость от местных особенностей строения земной коры (Е. М. Бутовская и др.), которая (кора), как указывалось, здесь особенно неоднородна и содержит массу вторжений высокоскоростных пород в верхние горизонты.

В других частях подзоны подобное промышленное оруденение не встречено, хотя имеются указания на принадлежность к медно-порфировой, формации рудопроявлений близ крупных северо-западных разломов (например, Джиланды в Центральном Кураминском районе). В Алмалыкском узле с медью ассоциируют молибден и золото, образующие как примеси в комплексных с медью рудах, так и самостоятельные объекты гидротермально-жильного типа (Сарта-Буткан, Балыкты, и др.), в целом составляя вместе с гидротермальными кварц-халькопиритовыми жилами

ряд генетически связанных рудных формаций и минеральных типов.

Для подзоны характерны и другие золоторудные объекты среднегерцинского этапа, пространственно тесно связанные с аралами, выполненными вулканитами базальт-липаритового и андезит-дацитового ряда формаций нижнего — среднего карбона (Т. М. Воронич, И. Х. Хамрабаев, М. Мансуров и др.), локализующиеся часто в грабен-синклиналиях. Мы выделяем здесь Восточно-Кураминско-Дукент-Акчинскую рудную зону (ареал), уходящую под четвертичный покров в Приташкентской депрессии. Она включает Кочбулакский, Кызылалминский, Акчинский и другие рудные узлы, которые как правило несут многоэтапное оруденение, но главный фон создают относительно бедные руды, образующие при наложении последующих процессов (C_3 ?, P) более мелкие контуры богатых руд, как например, в Кочбулаке (А. Е. Антонов, Т. М. Воронич и др.). Золоторудные жилы часто контролируются выходами одновозрастных субвулканических выполняющих крупные вулкано-купольные структуры (Н. Б. Вольфсон и др.) тел, с которыми многие и связывают оруденение, относя его к вулканогенному типу. Нам представляется, что характер связи здесь требует уточнения.

Отмечается связь этого оруденения с региональными максимумами гравитационного и магнитного поля, градиентными зонами и локальными аномалиями магнитного поля, картирующими тектонические нарушения, области интенсивной гидротермальной проработки пород и интрузивные образования основного состава (Д. Граменицкий), локальными гравитационными максимумами (Н. Б. Вольфсон) и меридиональными структурами (А. К. Глух), неоднократностью стресса земной коры, вторжениями высокоскоростных пород в верхние горизонты (Е. М. Бутовская). Минерализация внутри зон представлена различными золоторудными формациями и минеральными типами (золото-кварцевые, золото-серебро-кварцевые, золото-теллур-серебро-кварцевые и т. д.), что может зависеть как от эрозионного среза, так и от местного геохимического фона.

В тех же грабен-синклиналиях, что и вышеупомянутое золотое оруденение, в андезитах локализуется и алунитовая минерализация (Гушсай в Кочбулакском узле, Аксагата и Алтынбель на правом берегу Ангрена). Эта минерализация, сопровождающаяся комплексом гидротермальных изменений типа вторичных кварцитов, также контролируется субвулканами, широтными и субмеридиональными структурами. Генезис спорный — фумарольно-сульфаторный (М. И. Моисеева, В. П. Борискин) или гипергенный, как кора выветривания (Р. А. Мусин и др.) и т. д.

В целом весь среднегерцинский комплекс оруденения, связанный с одновозрастной среднегерцинской вулканоплутонической ассоциацией, образует протяженный среднегерцинский мно-

гометалльный пояс, уходящий по краю Срединно-Тяньшаньского массива в сторону Урала до Бельтауской зоны включительно.

Позднегерцинский этап знаменуется развитием пермской (верхнекарбон?-пермской) вулканоплутонической ассоциации. В вулканогенной части — это контрастный трахибазальт-липарит-трахилипаритовый комплекс, а в плутонической — многочисленные «малые интрузии» пестрого состава, гранит-аляскитовый и дайковый диабаз-гранитовый «комплекс».

Спорным остается вопрос об акчинской и надакской свитах. В тектоническом отношении они связаны с позднегерцинским (пермский) этапом (часто выполняют одни и те же депрессии и не имеют четкого несогласия, в то время как предакчинское несогласие — главнейшее в регионе; Н. П. Васильковский, 1952). По составу же и металлогении (Au и др.) они отличны от вулканитов пермского этапа. К позднегерцинскому этапу акчинскую и надакскую свиты можно отнести условно, но тогда его нужно начинать со среднего карбона.

Оруденение в целом более низкотемпературное, чем в среднегерцинском этапе, преимущественно гидротермально-жильного типа, более приповерхностное. Руды богаче, но месторождения аналогичных со среднегерцинским этапом металлов менее крупные. Общий спектр металлов и расположение их по значимости несколько иное: флюорит, висмут, свинец-цинк-серебро, золото-серебро, редкие щелочи, олово-свинец-цинк-серебро и другие.

В распределении оруденения наибольшее значение имеют северо-восточные структуры, в целом образующие трансзональный, секущий северо-восточный пояс, дающий мощный ареал в Срединном Тянь-Шане и уходящий дальше на север в Северный Тянь-Шань. На юге он скрыто трассируется в Южном Тянь-Шане по отдельным рудоносным зонам северо-восточного простирания, и затем широко проявляется уже в Юго-Западном Тянь-Шане.

Большое значение в Кураминской подзоне приобретают кольцевые разломы, ограничивающие вулканотектонические депрессии, а также их радиальные составляющие. Распределение типов оруденения по возрасту внутри этапа, а также конкретные связи с определенными магматическими формациями во многих случаях еще более дискуссионны, чем в среднегерцинском.

Относительно более ясны связи, подтвержденные пространственными и геохимическими отношениями открытыми авторами (Воронич, Глейзер, 1971) редкощелочного оруденения стратиформного типа с трахибазальтовой формацией трахибазальт-липарит-трахилипаритового комплекса; флюоритового, частью также связанного с трахибазальтами (К. Рахманов, Т. М. Воронич, Л. М. Глейзер и др.); грейзен-фтор-редкометалльного с гранит-аляскитовым комплексом; серебро-олово-полиметаллического и некоторого вольфрамового с трахилипаритовой формацией. В отношении остального оруденения можно пока говорить лишь о связи с позднегерцинской вулканоплутонической ассоциацией в

целом, поскольку большинство оруденений сечет дайковый диабаз-гранитовый «комплекс». Очень часты зоны с полиметалльным оруденением.

Выделяются следующие рудные зоны: на правобережье Ангрена — Карабаш-Чилтенская фтор-висмут-медная (с золотом), свинец-цинк-серебро-олово-редкощелочная, охватывающая Карабашскую и Чилтенскую депрессии с крупным северо-восточным Чибаргата-Чилтенским разломом, пересекающим депрессию почти в центре.

Флюорит дает внутри этой структуры наибольшие концентрации в породах липаритовой формации вдоль упомянутого разлома в относительно неглубоких частях мульды (в Карабашской депрессии Чибаргата-Наугискенский узел), частью по более мелким разломам (Куакольский и др.) Локализуются редкие щелочи преимущественно в краях глубокой Чилтенской депрессии. Висмут вдоль разлома и особенно на стыке Карабаш-Чилтенской структуры с Угам-Кумбельской (Кенкутан, Лаяк и др.), олово-серебро-полиметаллическое оруденение — в оперяющих Карабаш-Чилтенского разлома в Чилтенской глубокой мульде. Характерен для многих формаций (флюорит, олово-серебро-полиметаллы и др.) контроль субвулканическими телами. Перспективы всей рудной зоны оцениваются как очень значительные, особенно по флюориту, в том числе для Чилтенской мульды. Нам представляется, что потенциальные возможности Карабашской и Чилтенской мульды разные. Первая более перспективна, имеет менее глубокое основание, довольно богатое кальцием.

Вторая зона на правобережье Ангрена — Кольцевая свинцово-цинковая (Кумышкан, Аксагата-II) с золотом, серебром, оконтуривает Кызылнуринскую депрессию. Оруденение локализуется вдоль кольцевой дайки в породах обрамления депрессии (карбонатные породы, вулканиты андезитовой и андезито-дацитовой формации).

В Кураминском хребте выделяется протяженная прерывистая Центрально-Кураминская флюоритово-свинцово-серебро-медно-висмутовая зона северо-восточного простирания с отдельными узлами (Наугарзанским, Адрасманским, Алтын-Топканским), тяготеющими к воздыманию антиклинали, стыку структур. Интересно отметить, что Центральная часть этой зоны, совпадающая с локальными прогибами Мохо (Р. Ахмеров), значительно более пустая в рудном отношении. Этот факт пока не находит объяснения. Имеется и ряд более мелких зон и узлов (Кызылбаурский, Лашкерекский, Кочбулакский, Бабайтагский и др.) в вулканотектонических депрессиях и их обрамлениях, характеристике которых посвящено немало работ (И. М. Мирходжаев и др., А. Е. Антонов и др., Н. Б. Вольфсон и др., У. Рахмедов и др.). Закономерности пространственного размещения оруденения здесь во многом сходны с отмеченными для Правобережья Ангрена: золото — в периферических частях, висмут, серебро, свинец — в центральных

частях мульд. Отличием является образование крупных концентраций флюорита и в поднятиях в гранитоидах (Наугарзан и др.).

Несколько выделяется вольфрамоносная с молибденом, магнетитом, полиметаллами и флюоритом Моголтауская зона (Чорух-Дайрон, Янгикан и др.), объединяющая ряд скарново-рудных объектов, по своему типу и набору металлов «чуждых» позднегерцинскому комплексу Курамы, но явно пермских (послепермских монзонитов) и с характерным северо-восточным простиранием всей зоны, хотя отдельные узлы, например серия рудных точек Моголтау, вытягиваются в общую линию северо-западного простирания. Мы склонны связывать их образование здесь с близостью Южно-Тяньшаньской металлогенической области, где скарново-шеелитовое оруденение тоже пермское (C_3 — P_1). По-видимому, такое влияние распространяется и на объекты, приуроченные к глубинным разломам, которые также обогащены вольфрамом (Чадак и др.).

В заключение коротко остановимся на переходной Угам-Кумбельской структуре. В геологическом отношении она характеризуется набором формаций, свойственных и Северо-Чаткальской, и Кураминской подзонам, отмечается ступенью в геофизических полях (Ю. С. Шманенко, Ш. А. Чемборисов), а в металлогеническом отношении является очень рудонасыщенной структурой с многоэтапным магматизмом и соответственно многоэтапным разнообразным оруденением (флюорит, полиметаллы, редкие металлы, висмут, олово, алюминий и др.), образующим рудные узлы (Бадамский, Лачинханнский, Аурахмат-Бричмуллинский, Акбулакский, Чадак-Суппоташский и др.). Очень характерны грабен-синклинали с андезитовой и андезит-липаритовой формациями (Тереклинский и др.), в соответствии с чем мы ожидаем здесь и колчеданно-полиметаллическое оруденение. Структуру некоторые авторы рассматривают и как самостоятельную, наравне с Чаткало-Нарынской и Кураминской подзонами (чего мы не разделяем), и как рудный пояс. По масштабу она отвечает последнему подразделению, но мы не могли этого принять, так как придавали термину «пояс» временное значение.

Ферганская металлогеническая подзона. Набор геологических формаций, определенных в основном по геофизическим данным, не позволяет предполагать здесь оруденение каледонского цикла (отсутствие силур-нижнедевонской вулcano-плутонической ассоциации). Формации герцинского цикла делят подзону на две части. Северо-восточная часть по металлогеническому облику близка к Кассанской и здесь соответственно можно ожидать аналогичное оруденение, а в юго-западной, близкой к Кураминской, может быть спектр металлов, свойственный последней. И особенно, основываясь на данных гравимагнитометрии, говорящих о скрытых в северной ее части интрузиях с повышенной железистостью, — скарново-железорудной, скарново-полиметаллической, редкометальной, и возможно, золотой минерализации, И. Х. Хам-

рабаев считает характерной для этой подзоны псевдогидротермальную минерализацию, связанную с современными минеральными источниками.

С другой стороны, следует учесть возможность фтор-редкометалльного, серебро-полиметаллического, и др. оруденения в связи с секущим позднегерцинским поясом, частью захватывающим и Ферганскую подзону.

Сырдарьинская металлогеническая подзона целиком перекрыта мезо-кайнозойскими породами. Если судить по набору формаций, которые дает расшифровка данных геофизики и материалы редких скважин, то, как нам представляется, следует обратить внимание на следующие моменты.

Во-первых, в связи с широким развитием архей-протерозойских пород можно предположить возможность существенной докембрийской металлогении, например, по аналогии с известными для области золота, полиметаллов, редких металлов.

Во-вторых, в связи с проявлением нижнедевонского вулканоплутонического пояса по южному краю подзоны (жесткий массив) по аналогии в данном случае с Курамой здесь можно ожидать медное и золотое оруденение.

Раннегерцинский верхнедевонский известняково-доломитовый комплекс может дать стратиформное полиметаллическое оруденение, особенно вблизи Большекаратауской подзоны, а в связи со среднегерцинской базальт-андезит-липарит-гранодиорит-адамеллитовой вулканоплутонической ассоциацией, проявляющейся по южному краю подзоны и представляющей часть Курамино-Бельтауского вулканоплутонического пояса — скарново-магнетитовое (магнетитовый пояс В. Г. Гарьковца), полиметаллическое, золотое и, возможно, медное оруденение. Последнее особенно вероятно из-за пространственного совпадения здесь нижнедевонского и карбонового поясов. Возможность скарново-магнетитового с сопутствующим ему оруденением подтверждается и данными геофизики.

Отсутствие здесь верхнекарбоновых и пермских вулканитов влечет за собой отсутствие связанных с ними в Кураминской подзоне рудных формаций золота, серебра и других металлов. Существование и распространение гранитоидов предположительно пермского гранит-аляскитового комплекса, с которыми можно было бы ожидать фтор-редкометалльное оруденение, как нам представляется, требуют серьезного уточнения.

Северо-Кызылкумская подзона повторяет все сказанное для архей-нижнепротерозойских образований.

В связи с отсутствием проявлений здесь нижнедевонской вулканоплутонической ассоциации (перерыв пояса) и крайне незначительным развитием пород нижнегерцинского известняково-доломитового комплекса, соответственно исключается предположительно и вероятность характерного для них оруденения.

Продолжается сюда, также по южному краю, Курамино-Бельтауский среднегерцинский вулcano-плутонический пояс с возможным вышеперечисленным оруденением (скарново-магнетитовое и др.). Но вероятность сопутствующего ему скарново-полиметаллического здесь меньше (слабое развитие карбонатных формаций). То же, видимо, можно сказать и в отношении существенных концентраций медного оруденения в связи с отсутствием вулканитов девона. Но с другой стороны, развитие в Северо-Кызылкумской подзоне, как и в Кассане, ультраосновных пород может говорить о возможности золото-сурьмяного и типичного для ультрабазитов (никель, хром и др.) оруденения.

В Бельтауской подзоне та же возможная металлогения архей-протерозойских пород и, вероятно, отсутствие рудных формаций, связанных с породами нижнего девона и карбонатного комплекса девона — карбона.

Но здесь не меньше, чем в Кураминской подзоне развиты породы гранодиорит-адамелитового комплекса, с которыми можно предполагать все то, что связано с ним и в Кураме (магнетит, медь и т. д.), однако отсутствие, по геофизическим данным, карбонатных пород делает менее вероятным развитие их скарновых типов. С другой стороны, характерное (по данным скважин) для подзоны развитие габбро-гранодиорит-гранитового комплекса и связанных с ним эффузивов уже «уральского» типа, позволяет предположить хотя бы частичное развитие здесь уральских рудных формаций (колчеданно-медные, колчеданно-медно-полиметаллические и т. д.).

Учкулач-Гузанская металлогеническая зона

На отдельных отрезках ранее была известна как Южно-Ферганский, Кызылкумский, Фергано-Нуратинский полиметаллический пояс (Смирнов, 1947; Хамрабаев, 1958; Карпова, 1960).

Двумя крупными поперечными (субмеридиональные) разломами, пересекающими весь Тянь-Шань, зона разделена на три подзоны (с востока на запад): Гузанскую, Ханбанды-Писталитаускую и Северо-Букантаускую. Первая охватывает низкие предгорья Туркестано-Алая (горы Каратау, Гузан, Карачатыр), вторая — северные предгорья Нурата-Мальгузарских гор (возвышенности Айдар, Пистали, Ханбанды, Балыкты) и третья — на западе пески Таскудук и южную часть северных Кызылкумов, а также горные возвышенности Северного Букантау, Джетымтау, Тахтатау.

Рассматривая особенности зоны можно отметить, что допалеозойские образования весьма широко развиты лишь в Северо-Букантауской подзоне (самая западная) и проявляются в виде небольших тектонических блоков в Гузанской. Эта же наиболее восточная подзона характеризуется отсутствием (или чрезвычайно ограниченное развитие) верхнепалеозойских магматитов.

Обращает на себя внимание и отмечавшееся уже для Курамино-Ферганской зоны омоложение начала палеозойского разреза в подзонах в западном направлении. Так, в Гузанской подзоне палеозойский разрез по существу начинается верхнеордовик-нижнесилурийским сероцветным молассоидным комплексом, хотя известны небольшие выходы среднеордовикского сланцево-песчаникового комплекса и рифогенных известняков кембрийского возраста. В Ханбанды-Писталитауской подзоне — верхнесилурий-нижнедевонскими карбонатными и песчаниково-кварц-порфировым комплексами, а в Северо-Букантауской — среднедевон-нижнекарбонным ангидрито-доломито-известняковым комплексом, имеющим ограниченное развитие.

Определенная закономерность отмечается и в изменении характера геофизических полей.

Общим фоном для всей зоны является слабо дифференцированное положительное магнитное поле небольшой интенсивности.

В пределах зоны с востока на запад интенсивность поля несколько увеличивается и появляются магнитные аномалии, причем их величина и интенсивность также увеличиваются. Например, в Гузанской подзоне (восточная в пределах зоны) четко выраженные аномалии не наблюдаются. В расположенной западнее Ханбанды-Писталитауской появляются небольшие положительные магнитные аномалии, а в самой западной Северо-Букантауской имеются крупные. При этом в указанном направлении магнитные аномалии сначала совпадают со слабым гравитационным минимумом, затем с более интенсивным максимумом и опять с минимумом.

Зона в целом является краевой частью срединного массива. Ее металлогения освещена в работах В. И. Смирнова, Б. Н. Наследова, Н. М. Сеницына, Е. Д. Карповой, И. Х. Хамрабаева, В. Г. Гарьковца, Х. Р. Рахматуллаева, П. В. Панкратьева, В. В. Баранова, И. В. Мушкина и многих других.

По материалам этих исследователей, металлогения данной зоны определяется главным образом оруденениями каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов.

Преобладающий тип минерализации свинцово-цинковый в доломитах и их известковистых разностях с баритом и колчеданами. Рудные тела согласные, стратифицированные в карбонатных толщах среднего — верхнего девона. Они находятся близ границы с Северотамды-Южноферганской металлогенической зоной, а проявления — скарново-молибденит-халькопиритовой, сурьмяной — с Северо-Букантауской зоной. Главные металлы зоны Pb, Zn (Ag, F), Cu, (Au), Sb (Mo, Ni, Co, Hg). Индивидуальные металлогенические особенности отдельных подзон следующие.

В Гузанской профилирующие металлы свинец и цинк образуют рассеянную вкрапленность, прожилковую минерализацию и проявления галенит-сфалеритовых руд в известняках и доломитах алевролитно-известнякового комплекса D_2 — C_1 . Известные здесь

небольшие по запасам месторождения в Южной Фергане (Канигут и Кан) в доступных своих частях отработаны: первое — в древности, второе — в настоящее время. Особенность месторождения Кан — приуроченность его к северной границе Южно-Ферганского офиолитового пояса. По данным Г. Г. Кравченко, Х. А. Акбарова и других исследователей, все рудные тела приурочены к ксенолитам среднедевонских карбонатных пород среди ультраосновных серпентинизированных пород. Таким образом, здесь вероятны структуры меланжа, что существенно сокращает возможные перспективы оруденения.

Вместе с тем в самом Гузানে и в Ферганском Каратау известны свинцово-цинковые проявления, сходные с Учкулачем и Пистали, которые не изучены и требуют оценки.

К оценке района на данный тип оруденения следует подходить с точки зрения стратиформности, в связи с чем необходимо расширить площади поисковых работ на всю полосу распространения карбонатных пород девонского возраста. Секущие рудные тела, в частности трубообразные, в узлах пересечения трещин (Канигут и др.), вероятно, связаны с процессами регенерации, так же как и в районе Учкулача.

Ханбанды-Писталитауская подзона. Характеризуется наличием крупных месторождений свинца и цинка, сосредоточенных в Учкулачской рудной зоне (участки Дальний и Центральный).

Особенность геологического строения рудной зоны — широкое развитие прибрежно-мелководных полифациальных девонских карбонатных толщ и резкое колебание их мощностей — от 400 до 2500 м, причем на месторождении мощность их резко сокращена. Карбонатные отложения залегают на вулканических «купольных» постройках нижнедевонского возраста без видимых признаков размыва и содержат в основании разреза и рудовмещающих горизонтах прослой эффузивных пирокластических и осадочно-пирокластических пород кислого состава (В. М. Панин).

Все известные в Учкулачской рудной зоне свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления находятся в пределах конседиментационных антиклинальных структур. Рудопроявления Южно-Писталитауской брахиантиклинали отличаются присутствием флюоритовой минерализации в барит-галенит-сфалеритовых рудах (рудопроявления Пистали, Иски-Мазор и др.). На крыльях Ханбандытауской антиклинали размещается промышленно интересное барит-галенит-сфалеритовое и галенит-сфалерит-колчеданное оруденение Учкулача.

Полиметаллическая минерализация приурочена к различным стратиграфическим горизонтам от нижнедевонских туфов (признаки минерализации) до известняков франского яруса верхнего девона, и отмечается даже в известняках среднего карбона. Однако основная промышленная часть свинцово-цинкового оруденения приурочена к породам верхнеучкулачской (участки Дальний, Центральный и др.), менее — к учкулачской и частично ментской

свитам. Небольшие проявления известны также в устькуруксайской свите (Д₃).

Свинцово-цинковое оруденение, по данным П. В. Панкратьева, формировалось в раннегерцинский этап на фоне затухающей вулканической деятельности гидротермально-осадочным путем и впоследствии было интенсивно регенерировано магматическими и постмагматическими процессами после главной складчатости.

Северо-Букантауская подзона. Au, Cu, Sb (Mo, Ni, Co, Cr, Hg). Как уже указывалось, характеризуется широким развитием допалеозойских образований, что и определило в значительной степени спектр ее металлогении.

Среднедевон-нижнекарбоновые доломито-известняковые отложения развиты здесь фрагментарно, но широко представлены нижнекарбоновые кератофир- и спилито-диабазовые комплексы с небольшими интрузивными телами основных и ультраосновных пород.

Значительно развиты также и среднекарбоновые гранитоиды гранодиорит-адамеллитового комплекса.

В тектоническом отношении подзона представляет собой синклинорий, осложненный брахиантиклинальными складками и продольными разломами.

Металлогения подзоны определяется многоэтапными пространственными проявлениями минерализации герцинского тектономагматического цикла. Для подзоны характерно проявление скарново-молибденит-халькопиритовой, медноколчеданной, кварц-полисульфидно-золотородной формаций, грейзеново-молибденитовой, кварц-антимонитовой, кварц-халькозин-гематитовой, карбонат-галенитовой минеральных ассоциаций.

Медноколчеданная минерализация связана со спилито-диабазовой формацией вулканогенного комплекса ниже-среднекарбонового возраста, развитой по границе с Букантауской зоной.

Гранат-пироксеновые скарны с медной и признаками молибденовой минерализации (рудопоявления Оразалы и др.) обусловлены проявлениями гранодиорит-адамеллитового комплекса (трондьемиты). С гранитовой формацией того же комплекса связаны грейзен-молибденитовые проявления. В пределах подзоны наблюдаются дайки гранодиорит-порфиров и лампрофиров дайкового комплекса (P[?]). На последние и вмещающие их вышеупомянутые гранитоидные образования накладываются процессы альбитизации, турмалинизации, хлоритизации и кварцевые образования, содержащие пирит, антимонит, золото.

Таким образом, к ним по времени близки проявления кварц-полисульфидной с золотом формации района скарнового поля Оразалы и проявления кварц-антимонитовой минерализации в пределах визейских известняков восточной части гор Букантау.

В целом оценивая подзону, следует заметить, что ее геологические особенности, в том числе особенности Бокалинского интрузива с повышенной магнитностью и обогащенностью аксессуарным

магнетитом, а также общие геохимические особенности массива и других пород дают основание говорить о потенциальной перспективности подзоны на медь, молибден, сопутствующие им золото, серебро, а, возможно, и на свинец и цинк. Учитывая развитие основных и ультраосновных пород в подзоне (горы Токтыникау и др.), можно ожидать проявления хрома, никеля и кобальта.

Таким образом, по всей Срединно-Тяньшаньской металлогенической области в целом необходимо еще раз отметить следующее.

1. Региональное распределение магматических пород и оруденения неравномерно. Очень активный магматизм и металлогения по краям зоны — в Кураме на востоке и в Бельтау (предположительно) на западе при относительно бедной центральной части с приподнятым фундаментом. Обе продуктивные подзоны располагаются на стыке структур Бельтауская — широтно-северо-западных Курамино-Ферганских и меридиональных Уральских, а Кураминская — на пересечении средне- и позднегерцинских рудных поясов субширотного и северо-восточного направлений.

2. Повышенная магмо- и рудонасыщенность южного края области, где проходят (частью отдельными ареалами) два вулканоплутонических пояса — силур-нижнедевонский и ниже-среднекарбонный. Они представляют собой наложенные структуры, а рассматривать их как однопорядковые с такими как Южный и Срединный Тянь-Шань (В. А. Арапов, В. В. Козырев и др.) нам представляется неверным. Вопрос о причинах образования вулканоплутонических поясов на краю жесткой структуры по границе с геосинклиналью в смысле отраженной активизации, а позднегерцинской поперечной структуры автономной активизации (И. Х. Хамрабаев, Т. М. Воронич, Л. М. Глейзер, О. П. Горьковой и др., 1973) требует, вероятно, доработки. Имеются противоречивые факты, например, несовпадение возрастов магматизма. Сама смысловая объемность термина «активизация» требует в дальнейшем логической конкретизации. Необходимо также изучить и влияние близости Южно-Тяньшаньской области на металлогеническую характеристику отдельных районов (Моголтау и др.) Срединного Тянь-Шаня.

ЮЖНО-ТЯНЬШАНЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Представляет собой сложно построенное горное сооружение. В тектоническом отношении — это геосинклинальная система, режим которой, как и время заложения, различные авторы трактуют по-разному. Большинство исследователей (Е. Д. Карпова, Д. П. Резвой, В. Г. Гарьковец, А. К. Бухарин, В. А. Арапов и др.) рассматривают ее как геосинклиналь древнего заложения с относительно непрерывным циклом развития («каледоно-герцинский», по Е. Д. Карповой, А. К. Бухарину и др., «байкало-герцинский», по В. А. Арапову и др. и т. д.), считая началом ее заложения то рифей, то кембрий, то ордовик.

Группа О. М. Борисова, М. А. Ахмеджанова и др. утверждает, что Южный Тянь-Шань пережил несколько прерывистых самостоятельных циклов со своими режимами: геосинклинальным добайкальским, герцинским и платформенным каледонским. Таким образом, считается, что герцинская геосинклиналь заложилась в живете на каледонской платформе. Различна и трактовка общего основания, на котором закладывалась геосинклиналь. Одни (В. С. Буртман, С. С. Шульц, Г. И. Макарычев, Л. М. Глейзер), предполагают, что она заложилась на океанической коре, другие (О. М. Борисов, М. А. Ахмеджанов и др.; В. А. Арапов и др.) — на консолидированной континентальной.

При металлогеническом анализе мнения авторов работы также разошлись, большинство не разделяют точки зрения О. М. Борисова и др. о платформенном режиме региона в фанерозое, рассматривая этот период как единое развитие геосинклинали. Такая позиция отразилась в принципах прогнозирования и в прогнозируемом типе оруденения.

Вообще же при металлогеническом анализе главное значение мы придавали характерному набору геологических формаций, их геохимическим особенностям, особенностям структур, строения земной коры, геофизическим полям, типу основания и т. д., оставляя тектонистам решать терминологический спор.

Основными такими особенностями являются следующие:

Южный Тянь-Шань имеет отчетливо линейный характер структур с простиранием, близким к широтному, но с отчетливым перегибом на северо-западе в центральной части (Нуратинские, Зирабулакские горы). В целом это крупный мегантиклинорий, состоящий из чередующихся антиклинальных и синклинальных структур (О. М. Борисов и др.).

Почти все исследователи обращают внимание на разницу в строении Северной (Букантауская, Северотамды-Южноферганская, Нуратино-Туркестанская зоны) и Южной (Зеравшано-Гиссарская, Гиссарская и Южно-Гиссарская зоны) частей области⁷.

В северной преобладают терригенные осадки, довольно широко развиты вулканы базальтоидного профиля, еще больше — ранние фазы гранитоидного комплекса (С₃—В₁). В южной значительно представлены карбонатные породы и более кислые вулканы и гранитоиды. В связи с этим есть мнения (И. Н. Галахов и др.), что северная часть — ортогеосинклиналь, заложенная на океанической коре, а южная — миогеосинклиналь. Другие авторы (И. Х. Хамрабаев и др.) в целом считают ее миогеосинклинальной, А. К. Бухарин — химвгеосинклинальной структурой. Все исследователи обращают внимание и на развитие по краям Южно-Тяньшаньской области офиолитовых поясов, существенно от-

⁷ О. М. Борисов считает, что северная часть заложена на гранито-амфиболитовом основании, южная — на гранито-гнейсовом. Граница проходит по Зеравшанскому разлому.

личающихся по масштабам: большим на северной (Южно-Ферганский пояс), и меньшим на южной (Гиссарский) границе области.

В тектоническом отношении эти структуры также именуется по-разному: «рифтоавлакогены» у О. В. Борисова, эвгеосинклинальные прогибы — у других авторов. По жесткому обрамлению, как уже указывалось в характеристике Срединного Тянь-Шаня, развиваются наложенные вулканоплутонические пояса (Бельтау-Кураминский и Южно-Гиссарский) также с заметными отличиями их в интенсивности, наборе формаций и фаціальности магматизма.

Имеются различия в общем строении структуры и по простиранию. Восточная часть — менее магматичная, здесь развиты небольшие массивы щелочных пород, что некоторые исследователи (Т. М. Воронич), связывают в числе других факторов с глубоким погружением здесь границы Мохо (55 км). Западная часть области с общей меньшей мощностью земной коры около 40 км (И. Х. Хамрабаев и др.) более магнонасыщенная, с большим развитием гипербазитов по мере приближения к Уралу (И. Х. Хамрабаев). Для западной и частично центральной части характерны широкие поля выходов докембрийских пород, объединяемые различными исследователями в «Кызылкумский Срединный массив» (группа В. Г. Гарьковца), срединную массу, или геоантиклинальное поднятие.

Х. Рахматуллаев подчеркивает в развитии магматизма и металлогении области различную степень эрозионного среза, увеличивающегося с востока на запад.

Магматисты (И. Х. Хамрабаев и др.) издавна обращали внимание на специфическую геохимическую особенность гранитоидов области, выражающуюся в их общей пониженной по сравнению со срединно-тяньшаньскими железистости.

И. Х. Хамрабаев в целом для области подчеркивает повышенную мощность земной коры, преобладание гранитного слоя над базальтовым (исключая граничные структуры офиолитовых поясов) и общий сиалический рудно-магматический профиль.

В соответствии со всем этим, главными элементами области являются: W, Mo, Sn, S, Hg, Sb (Ag, As, Se, Te, Bi, Cu, Pb, Zn), редкие металлы, в зонах офиолитовых поясов — Ti, Fe, Al, Cr (Ni, Co, Pt, Cu, V, Mn). По сравнению со Среднетяньшаньской областью вследствие более глубоких (мезоабиссальные) фаций гранитоидного магматизма здесь более широко развиты высокотемпературные генетические типы рудных формаций: пегматиты, грейзеновые, скарновые и высокотемпературные гидротермальные.

Из общих моментов металлогении области выделим следующие.

Вследствие различного эрозионного среза по простиранию области преобладают более высокотемпературные формации Au, W на западе и относительно низкотемпературные Hg, Sb, CaF на

востоке. Тесно связаны с этим и выходы докембрийских пород на западе (Кызылкумская срединная масса), оказавшие большое влияние на размещение золоторудных месторождений (геохимическое влияние первично-обогащенных богатых углеродом формаций, роль жесткой структуры и т. д.).

Зональность как следствие разного фундамента — преобладание гидротермальных золоторудных формаций в северном секторе с гранито-амфиболитовым основанием и скарново-вольфрамовых в Южном с гранито-гнейсовым основанием.

Обратим внимание и на размещение узлов золоторудных и ртутных месторождений, располагающихся внутри подзон параллельно главному секущему северо-восточному позднегерцинскому поясу с пермским оруднением, ярко проявившемуся, как уже говорилось, в Кураме и Гиссаре.

Всего здесь выделяется шесть металлогенических зон: Букантауская, Северотамды-Южноферганская, Нуратинно-Туркестанская, Зеравшано-Гиссарская, Гиссарская и Южно-Гиссарская.

Букантауская металлогеническая зона

Зона охватывает южную часть возвышенности Букантау, Минбулакскую котловину и Джаманкумы.

Характеризуется широким набором как палеозойских, так и допалеозойских геологических комплексов. Последние преобладают. Протерозойские представлены кристаллическими сланцами и ближе не определенными в различной степени метаморфизованными образованиями, устанавливаемыми геофизическими методами под покровом мезо-кайнозойских отложений. Формировались они видимо, в условиях геосинклинального режима.

Образования гренвильского цикла достоверно не известны, хотя не исключено, что присутствуют они среди вышеотмеченных нерасчлененных метаморфических пород. Известные в соседних районах отложения этого возраста отнесены О. М. Борисовым к образованиям платформенных условий.

Байкальский цикл представлен двумя комплексами: доломито-кварцитовым (R_3) и сероцветным алеволито-песчаниковым (V), слагающим почти всю центральную и восточную части зоны. Выдержанный состав и мощности этих отложений могут свидетельствовать о формировании их в условиях платформенного или близкого к нему режима. Палеозойские образования представлены двумя группами комплексов — каледонской и герцинской. Первая известна главным образом вдоль северного обрамления зоны и начинается среднеордовикским сланцево-песчаниковым и диабазово-песчаниково-сланцевым (O_3) комплексами, свидетельствующими о значительной активизации тектонических движений, сопровождавшихся вулканической деятельностью основного — среднего состава. В южных же частях зоны, от верхнего ордовика до верхнего силура формируется очень широко развитый в пре-

делах всей Южно-Тяньшаньской области известняково-диабазово-сланцевый (шлировый) комплекс, в котором вулканиты основного состава развиты преимущественно вблизи крупных разломов. В восточной части зоны и вдоль северного обрамления довольно широко распространен силур-нижнедевонский спилит-диабазовый комплекс. В восточной и западной частях зоны под покровом мезо-кайнозойских отложений выявлены скопления небольших интрузивов основного-ультраосновного состава. В первом случае они ассоциируют со спилит-диабазовыми S_2-D_1 , во втором находятся среди архей-протерозойских метаморфитов.

В юго-восточной половине зоны в пределах наложенных впадин, видимо, в прибрежно-морских условиях образовались терригенно-шлировый и шлировый (C_{2-3}) комплексы, после и частично параллельно с формированием которых внедряется гранитоидная магма, образовавшая интрузивы гранодиорит-гранитового комплекса (C_3-P_1).

Характер развитых в пределах Букантауской зоны геологических комплексов, их сочетание свидетельствуют о сложности геологического развития зоны, о неоднократной смене тектонических режимов. В общем он может быть охарактеризован как унаследованное поднятие докембрийского основания в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклиальной области (И. Х. Хамрабаев, Х. Р. Рахматуллаев) или как северная часть оформившегося к девону Кызылкумского срединного массива (Коновалов, Кустарникова, 1971). М. А. Ахмеджанов и др. (1971) указанную зону считают южной окраинной частью Курамино-Ферганского срединного массива.

Неоднородное строение Букантауской зоны обусловило и относительно сложность характеризующего его гравимагнитного поля. Интенсивность магнитного поля небольшая, причем отрицательного несколько выше; отмечаются отдельные положительные аномалии.

Гравитационное поле также слабой интенсивности, в основном отрицательное.

Различные стороны металлогении и рудоносности Букантауской зоны освещались в работах И. Х. Хамрабаева, Г. В. Гарьковца, Л. З. Палея, Х. Р. Рахматуллаева, Р. В. Цоя, Д. А. Дорофеева, В. В. Овчинникова, С. Я. Клемперга, А. М. Гаврилова, К. Л. Бабаева, В. В. Овечкина, С. Д. Шера, И. И. Попова, У. Х. Халилова, В. З. Зонина и др. и послужили основой для приводимой ниже ее металлогенической характеристики.

Металлогенический облик Букантауской зоны определяется герцинским тектоно-магматическим циклом, хотя имеются и некоторые основания для выделения здесь и каледонской металлогении. Последняя представлена, видимо, золото-колчеданной и колчеданно-полиметаллической (?) минерализацией.

Золото-колчеданная минерализация выражена серией параллельных субширотных минерализованных зон, в южной части гор

Букантау и северной части Тамдытау объединяемых в Алтынтау-Северотамдынскую рудную зону. Минерализованные зоны размещаются в основном в отложениях доломито-кварцитового (R_3) и алевролитопесчаникового ($V?$) комплексов и часто ассоциируют со штоками и дайками альбитофиров и кварцевых порфиров ордовик-силурийского возраста (Рахматуллаев, 1972).

Колчеданно-полиметаллическая минерализация каледонского возраста известна в северной приграничной части зоны в связи со спилит-диабазовым комплексом ($S-D_1$). Представлена она небольшими зонами с рассеянной свинцово-цинковой минерализацией, повышенным содержанием меди, широко развитой баритизацией, пропилитизацией, а вдоль разломов и вторичной медной минерализацией.

Как уже отмечалось, рудные возможности Букантауской зоны определяются герцинской металлогенией, главным образом различными рудными формациями золота. Из них наиболее перспективной представляется листовенит-полисульфидно-золоторудная. Проявления этой формации известны в пределах Бозтау-Кокпатас-Окжетпесской рудной зоны и располагаются в крыльях антиклиналей (Кокпатасская, Окжетпесская, Турбайская).

Площадь рудной зоны сложена кристаллическими сланцами (PR_{1-2}), образованиями доломито-кварцитового (R_3) и известнякового (D_2-C_1) комплексов, прорванных гранодиорит-гранитными интрузивами и дайками кислого и основного состава. В пределах этой же рудной зоны известны и рудопроявления кварц-антимонит-серебро-золоторудной и кварц-золоторудной формаций; их рудные возможности еще не выявлены.

Вдоль Северо-Восточной границы Букантауской зоны выделяется Турбай-Джетымтауская рудная зона, располагающаяся в пределах сероцветного алевролитопесчаникового комплекса (V), прорываемого небольшими телами пермо-карбонных гранитоидов и дайками порфиров и лампрофиров. В пределах этой зоны известны рудопроявления кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации с вольфрамом, мышьяком и висмутом.

В пределах гор Алтынтау выделяется Запдноалтынтау-Минбайская рудная зона северо-восточного простирания с рудопроявлениями кварц-полевошпат-арсенопирит-пирит с золотом формации. Зона проходит вдоль западного контакта Алтынтауского интрузива с отложениями доломито-кварцитового комплекса (R_3). Для рудопроявлений этой зоны, как и для Турбай-Джетымтауской, характерно присутствие вольфрама и мышьяка.

В северной части металлогенической зоны выделяется Айтымская рудная зона рудопроявлений кварц-полисульфидной с золотом формации. Располагается она, как и Турбай-Джетымтауская, в отложениях вендского сероцветного комплекса, но, возможно, является продолжением Бозтау-Кокпатас-Окжетпесской зоны, так как для обеих характерно присутствие в рудопроявлениях свинца и цинка и отсутствие вольфрама и мышьяка.

В южной части Букантауской металлогенической зоны выделяются две рудные зоны — Тамдыбулакская и Тамдыкудукская⁸. Первая характеризуется развитием доломит-кварцитового (R_3), спилит-диабазового ($S-D_1$) и алевролит-известнякового (D_2-C_1) комплексов. Оруденение относится к березито-золоторудной формации, ассоциирует с субвулканическими (?) дайками гранит-порфиров и гранофиров ($P?$), прорывающими карбонатные отложения и, как в Бозтау-Кокпатас-Окжетпесской зоне, отличается повышенной сереброносностью и наличием свинца, цинка и мышьяка. По типу и особенностям оруденения зона идентична Бозтау-Кокпатас-Окжетпесской.

Тамдыкудукская зона охватывает северную часть закрытого Тулянташского гранитоидного массива (C_3-P_1), прилегающие к нему и прорванные им отложения доломито-кварцитового (R_3) комплекса. Здесь известны проявления золота, олова, редкометалльная и редкоземельная минерализация.

Севернее, в районе Алтынтауского гранитоидного интрузива (C_3-P_1) располагается одноименная рудоносная площадь с пегматитовыми и грейзеновыми проявлениями олова, ниобия, тантала и др.

На крайнем севере металлогенической зоны известны проявления золота, а восточнее, вдоль пограничных глубинных разломов — колчеданно-полиметаллической и карбонатно-киноварной формаций, образующих Букантаускую рудную зону. Рудные проявления ее еще недостаточно изучены, по-видимому, перспективы их невелики.

Описанные выше рудные зоны выделены Х. Р. Рахматуллаевым. Вместе с тем приведенный материал позволяет с достаточным основанием несколько по-иному выделить рудные зоны (герцинские).

Кокпатасская, Окжетпесская и Тамдыбулакская группы месторождений и рудопроявлений объединяются в одну Айтым-Кокпатас-Тамдыбулакскую рудную зону, отличающуюся наличием карбонатных отложений девон-карбона, развитием проявлений одготипных рудных формаций (лиственит-полисульфидно-золоторудной и березит-золоторудной), с повышенной примесью серебра и наличием свинца, цинка и мышьяка.

Для Турбай-Джетымтауской и Западноалтынтау-Минбайской рудных зон карбонатные отложения не известны, здесь развиты проявления иных рудных формаций (кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной и кварц (полевошпат)-пирит-арсенопирит-золоторудной), практически отсутствует серебро, свинец, цинк, но зато проявляются вольфрам, висмут.

Остальные выделенные зоны, видимо, целесообразнее пока называть рудоносными площадями, на которых также возможно выявление той или иной минерализации.

⁸ Х. Р. Рахматуллаевым эти зоны трактуются как части единой субширотной рудной зоны.

Таким образом, Букантауская металлогеническая зона, характеризующаяся чрезвычайно широким развитием докембрийских отложений, насыщенная проявлениями верхнекарбон-нижнепермского гранитоидного магматизма, в целом определяется как золоторудная, и, кроме того, возможно перспективная на редкие металлы и полиметаллы, а также интересна на серебро.

Северотамды-Южноферганская металлогеническая зона

Входит в состав Южно-Тяньшаньской области, протягиваясь узкой полосой вдоль ее северной границы и выклиниваясь на западе в районе Тамдытау.

В пределах зоны с востока на запад выделяются три подзоны: Катранская, охватывающая полосу влияния Южно-Ферганского глубинного разлома (Киргизата, Катрантау и Уратюбинское поднятие); Фаришская — полосу влияния Северо-Нуратинского глубинного разлома (сев. предгорья Нуратау и гор Мальгузар) и Северо-Тамдынская, охватывающая горные возвышенности северного Тамдытау, северную часть Сангрунтау и прилегающие к ним с севера равнинные территории.

В целом зона является пограничной между срединным массивом и геосинклиналью и в общем представляет приразломный прогиб типа эвгеосинклинали с интенсивным проявлением производных основной магмы в нижнем силуре и нижнем карбоне и сравнительно слабым гранитоидов верхнекарбон-нижнепермского возраста.

Допалеозойские образования известны лишь в самом западном окончании Северо-Тамдытауской подзоны и представлены архей-протерозойским амфиболито-гнейсовым, протерозойским метавулканогенным и верхнерифейским доломито-кварцитовым комплексами.

Палеозойский разрез начинается отложениями среднеордовикского сланцево-песчаникового комплекса, протягивающимися узкой, ограниченной разломами, полосой в западной части Фаришской подзоны.

Начиная с верхнего ордовика, формируется единый для всех подзон Северотамды-Южноферганской зоны разрез, имеющий в подзонах лишь незначительные различия.

С верхнего ордовика до верхнего силура формируется известняково-диабазово-сланцевый (шлировый) комплекс, широко развитый в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинальной области. С нижнего силура параллельно с ним образовывается силур-нижнедевонский спилит-диабазовый комплекс, максимально проявленный в Западной (Северо-Тамдытауская подзона) и восточной (Катранская подзона) частях зоны.

С верхнего силура начинается образование карбонатных отложений, сформировавших сначала доломито-известняковый (S_2-D_1), а затем алевролитово-известняковый (D_2-C_1) комплексы.

В пределах Катранской подзоны вместе с доломито-известняковым местами формируется граувакково-рифогенно-известняковый комплекс, а вместо алевролитово-известнякового — известняковый (D_2-C_1).

Нижний карбон во всех подзонах начинается излиянием основных магм и образованием спилит- и кератофир-диабазового комплексов и небольших интрузий базитов и гипербазитов; преобладают последние, причем количество их, по данным И. Х. Хамрабаева, увеличивается с запада на восток и они становятся более дифференцированными. Следует подчеркнуть и возрастающую, но уже в западном направлении щелочность. Если в Катранской зоне известен лишь спилит-диабазовый комплекс, то в Фаришском наряду с ним проявляется кератофир-диабазовый, а в Северо-Тамдытауской развит, причем весьма широко, только кератофир-диабазовый.

В среднем (и верхнем) карбоне, после небольшого перерыва в пределах всей зоны формируется терригенно-шлировый комплекс, наиболее широко развитый в пределах Катранской подзоны, где он довольно тесно ассоциирует со спилит-диабазовым. Местами, главным образом в средней части подзоны, в это же время образуется известняково-сланцевый комплекс, но развит он крайне ограниченно.

В верхнем карбоне происходит внедрение гранитоидной магмы, образовавшей интрузивы гранодиорит-гранитового комплекса, крайне слабо проявившегося в Катранской и Фаришской подзонах и широко развитого в Северо-Тамдытауской.

Пермские отложения в пределах зоны практически отсутствуют; лишь в Фаришской подзоне местами в небольших предгорных и внутригорных впадинах формируется пестроцветный моласовый комплекс C_3-P_1 .

Наблюдаемые геофизические поля, зоны находятся в соответствии с особенностями геологического развития отдельных ее частей. Большая, восточная часть зоны (Катранская и Фаришская подзоны), где гранитоидный магматизм практически отсутствует, характеризуется слабо дифференцированным магнитным полем с линейно-вытянутыми магнитными аномалиями. Совпадают они с гравитационными максимумами, обусловлены проявлением базитов и гипербазитов, приуроченных к линейным зонам разломов.

В западной части зоны (Северо-Тамдынская подзона) с широким развитием кератофир-диабазового комплекса, сопровождаемого интрузивами габброидов и гранитоидным магматизмом, наблюдается значительно дифференцированное и более интенсивное положительное магнитное поле с резкими аномалиями. Гравитационное поле также значительно дифференцировано.

Вопросы металлогении и рудоносности территории Северотамды-Южноферганской зоны освещались в работах Д. И. Щербаква, Б. Н. Наследова, В. И. Смирнова, Н. М. Сеницына, И. Х. Хамрабаева, В. П. Федорчука, В. Г. Гарьковца, Ю. Б. Финкельштей-

на, Н. А. Никифорова и других исследователей. Все эти материалы и легли в основу приводимой ниже общей металлогенической характеристики зоны и составляющих ее подзон.

Эндогенная металлогения зоны определяется ртутно-сурьмяной минерализацией, образующей известный Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс. На востоке он прослеживается в виде отдельных, еще недостаточно изученных, но потенциально перспективных рудных кулис, в районе заворота Алайских структур у границы с Синцзяном (рудопроявления Иркештам, Кульдарма и др.). На западе мелкие проявления и рудные точки известны в Северном Нуратау (Пасткуча, Асмансай, Ортасай и др.) и Тамдытау (Юбилейное, Куджумды и др.).

Известны в пределах зоны железорудные и колчеданные проявления, к которым пространственно тяготеют маломощные залежи бокситов, превращенных местами в наждаки и корунды.

Главные металлы зоны — ртуть и сурьма, второстепенные, но также характерные — медь, цинк, золото, серебро, мышьяк и хром с примесью кобальта и платиноидов; из неметаллов характерен асбест.

Металлогения **катранской подзоны** определяется ртутно-сурьмяной со фтором и железорудной минерализацией.

Ртутно-сурьмяные (Хайдаркан, Абшир и др.), ртутные (Сымоп, Адыраксу, Чонкой) и сурьмяные (Кадамджай) месторождения, локализуясь в нескольких обособленных кулисах, вытянутых в субширотном направлении в соответствии с простиранием горных складчатых цепей, образуют Хайдаркан-Чаувайскую и Мугольскую рудные зоны (Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс, по Д. И. Щербакову, В. И. Смирнову, В. П. Федорчуку и др.).

Характерная особенность этих месторождений то, что все они несут заметное количество (пригодное к попутному извлечению) флюоритовой минерализации в тесной ассоциации с мышьяковой, выраженной аурипигментом и реальгаром.

Руды их представлены кварц-антимонитовой и карбонат-кварц-киноварной (Хайдаркан, Кадамджай, Сымоп, Адыракоу и др.) рудными формациями и характеризуются размещением в антиклинальных или крупных моноклинальных структурах. Из других рудных формаций развиты лиственит-, диккит- и опалит-киноварная (Чонкой, Калача и др.), которые приурочены к системам сложных разломов.

В восточной части Катранской подзоны выделяется (И. Х. Хамрабаев, Х. Р. Рахматуллаев) Юго-Восточно-Ферганская рудная зона с лиственит-золоторудной минерализацией.

Руды обычно находятся в кремнистой (джеспериодная) брекчи; выполняющей сбросовые трещины, или в кальцитовых прожилках среди известняков и кварцево-кальцитовых прожилков в лиственитах.

Следует подчеркнуть, что на основании отмечавшейся ранее рядом исследователей связи золоторудных и ртутных месторож-

дений можно ожидать вероятное проявление золоторудной минерализации на глубоких горизонтах или флангах ртутно-сурьмяных месторождений или же самостоятельных проявлений золота, особенно в связи с лиственитовой или березитовой рудными формациями, о чем говорилось в работах Х. Р. Рахматуллаева.

Железородная минерализация фузивного (осадочно-эксталяционный) типа связана с базальтоидным вулканизмом нижнего карбона. Известное Нарынское месторождение первоначально, по-видимому, также относилось к этому типу, но впоследствии было значительно преобразовано различными экзогенными процессами.

Фаришская подзона. Металлогения подзоны довольно проста и характеризуется слабо проявленной ртутной и железной минерализациями.

Ртутные проявления представлены лиственит-диккит и опалито-киноварной рудными формациями (Асмансай, Паскуча, Ортасай и др.) и приурочены к системам сложных разломов и оперяющих их трещин в зоне глубинного разлома.

Следы железной минерализации в виде гематитовых кварцитов известны по южной границе подзоны в связи с докембрийской толщей северного подножья Северного Нуратау. Впоследствии они частично были преобразованы в сульфидную медную минерализацию с золотом (Ухум-Фаришская рудная зона).

В пределах возвышенности Дарбазы с проявлениями магматических образований основного состава связано медное рудопроявление, а ультраосновного — хромовое. Кроме того, слабо проявляется золотое оруденение, связанное с процессами окварцевания пород.

В целом Фаришская подзона, видимо, представляет определенный интерес в отношении медного, золотого, а возможно и серебряного оруденения.

Северо-Тамдынская подзона по металлогении значительно отличается от предыдущих двух подзон, что, по-видимому, обусловлено широким развитием здесь силурийского спилит-диабазового комплекса, проявившегося в различных фациях и генетических типах. С ним связана Тескудук-Ченгельдинская рудная зона с колчеданно-полиметаллической (?) минерализацией, а с проявлением ультрамафитового магматизма — мелкое месторождение хромита с содержанием платиноидов (Ченгельдинское).

В пределах Сангрунтау в связи с проявлениями магматических образований основного состава известно медно-кобальтовое рудопроявление, а с породами гранитоидного — скарново-магнетитовое с наложенной золотой минерализацией.

Слабо выраженные ртутные проявления локализуются главным образом в карбонатных образованиях северной (Юбилейное) и южной (Капканское и др.) частях Тамдытау. Они представлены главным образом карбонат-киноварной формацией, проявления

которой образуют Чуакбайскую рудную зону (по Финкельштейну, 1969) субширотного простирания.

В целом Северо-Тамдынская подзона представляет определенный интерес в отношении колчеданной минерализации, которая установлена скважинами и на закрытых территориях. В связи с колчеданной минерализацией возможны проявления золота, серебра, а с базитами и гипербазитами — хрома, платиноидов.

Нуратино-Туркестанская металлогеническая зона

Как и все зоны Южно-Тяньшаньской металлогенической области, описываемая зона разделена поперечными разломами на 3 подзоны: Туркестано-Алайскую, Нуратинскую и Центрально-Кызылкумскую. Первая охватывает Туркестанский и Алайский хребты, вторая — горы Южного и Северного Нуратау, Гобдунтау, Мальгузар и третья — горные возвышенности Центральных Кызылкумов (Южный Тамдытау, Ауминзатау, Аристантау, Бельтау) и располагающиеся между ними котловины.

Зона отличается наиболее широким возрастным набором геологических комплексов. Здесь практически известны образования всех периодов, от архея до перми включительно, за исключением лишь ниже-среднерифейских.

В тектоническом отношении зона занимает северную часть Южно-тяньшаньской геосинклинали и представлена системой широтных и субширотных антиклинориев и синклинориев, сложенных в основном нижне- и среднепалеозойскими терригенными и карбонатными формациями и прорывающими их верхнепалеозойскими, в основном, гранитоидными интрузивами, определяющими по существу магматический «профиль» всего региона.

Разрез зоны начинается архей-протерозойским мигматит-гнейсовым и амфиболито-гнейсовым комплексами и нижнепротерозойскими кристаллическими сланцами, наиболее широко развитыми в западной части зоны (Центрально-Кызылкумская подзона).

Отложения гренвильского цикла в пределах зоны не установлены, а байкальского развиты достаточно широко и представлены доломито-кварцитовым (R_3) и сероцветным алевролито-песчаниковым ($V?$) комплексами.

Указанные допалеозойские образования достоверно установлены в Центрально-Кызылкумской и Нуратинской подзонах; в Туркестано-Алайской сходные образования присутствуют лишь в виде тектонических блоков среди палеозойских отложений.

Палеозойский разрез везде начинается углеродисто-известняково-сланцевым комплексом $St-O_1$, причем образования этого возраста в пределах всей центральной части Средней Азии выделяются лишь в данной зоне и Каратау-Нарынской, где широко развиты кремнистые образования.

Среднеордовикские отложения (сланцево-песчаниковый комплекс) в пределах зоны достоверно не установлены и после кем-

брий-нижнеордовикских сразу формируются известково-диабазово-сланцевый (шлировый) (O_3-S_1) и известняковый (D_2-C_1) комплексы при резко подчиненном значении последнего, причем в восточной части (Туркестано-Алайская подзона) наряду с известняковым образовывается граувакково-рифогенно-известняковый (S_2-D_1) комплекс.

Герцинский цикл начинается формированием известнякового комплекса (D_2-C_1), широко представленного во всех подзонах.

Проявление ниже-среднекарбонového основного магматизма в пределах зоны проблематично, хотя и не исключено, особенно в западной части.

Средний карбон представлен достаточно широко развитым известняково-сланцевым комплексом, формирующимся в основном на юге зоны, вдоль осевой части Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

Верхний карбон и начало перми характеризуются мощным проявлением гранитоидного магматизма (гранодиорит-гранитовый комплекс), определившим как магматический, так и в значительной мере металлогенический профиль зоны. Максимальное его развитие отмечается в Нуратинской подзоне, несколько меньше — в Центрально-Кызылкумской, а в Туркестано-Алайской он проявился главным образом в виде небольших штоков и трещинных интрузий.

Вслед за гранитоидным магматизмом, а возможно и параллельно с его завершающими фазами, местами в Туркестано-Алайской и Нуратинской подзонах в небольших предгорных и внутригорных впадинах формируется пестроцветный молассовый комплекс (C_3-P_1).

Палеозойская история геологического развития зоны завершается образованием верхнепермского комплекса щелочных гранитов и сиенитов, известного лишь в пределах Туркестано-Алайской подзоны, которые, по мнению ряда исследователей (Поршняков и др.), являются не результатом заключительной стадии геосинклинального развития территории, а принадлежат крупному наложенному северо-восточному поясу щелочных пород.

Хотя по геологическому развитию металлогенические подзоны Нуратино-Туркестанской зоны весьма сходны, они значительно разнятся по характеру геофизических полей. В Туркестано-Алайской подзоне наблюдается слабо дифференцированное, небольшой интенсивности отрицательное магнитное поле с единичными отрицательными и положительными аномалиями. Совпадают они либо с гравитационными минимумами, либо с максимумами. Вдоль осевой части Туркестанского хребта отмечается гравитационный максимум.

Нуратинская подзона отличается переменными магнитным и гравитационным полями. На этом фоне четко выделяются единичные положительные магнитные аномалии, совпадающие с гравитационными минимумами.

Центрально-Кызылкумская подзона характеризуется слабо дифференцированным магнитным полем небольшой интенсивности. Положительное с аномалиями, совпадающими с гравитационными максимумами, отрицательное небольшой интенсивности с аномалиями, совпадающими с гравитационными минимумами.

Таким образом, в пределах зоны в западном направлении наблюдается некоторое увеличение степени контрастности геофизических полей и изменение характера их соотношений. Так в Туркестано-Алайской подзоне положительные магнитные аномалии совпадают как с гравитационными минимумами, так и с максимумами. В Нуратинской — только с минимумами, а в Центрально-Кызылкумской — с максимумами.

Металлогения данной зоны изучалась давно и освещена в трудах Х. М. Абдуллаева, Д. И. Щербакова, Б. Н. Наследова, И. Х. Хамрабаева, Х. Н. Баймухамедова, В. И. Смирнова, Н. М. Симицына, И. П. Материкова, Е. Д. Карповой, С. А. Синайского, Н. И. Дорошенко, В. Г. Бурова, В. П. Федорчука, И. Е. Гамалева, В. Г. Гарьковца, Л. З. Палея, К. Л. Бабаева, С. Д. Шера, В. Я. Вихтера, И. Е. Евфименко, Р. В. Цоя, Ю. В. Финкельштейна, О. А. Коновалова, Е. М. Кнауфа, С. И. Ибадуллаева, Г. Д. Шмудевича, И. В. Мушкина, В. Д. Отрошенко, М. С. Кучуковой, М. И. Исмаилова, Н. К. Джамалетдинова, Х. Р. Рахматуллаева и многих других.

В большинстве работ предыдущих исследователей зона входила в контуры Нуратинского и Туркестано-Алайского (Алайский) золоторудного и редкометального поясов.

На металлогенических особенностях отдельных ее частей — подзон отразилась уже указанная неоднородность геологического строения зоны по простиранию. А именно — выход докембрийских массивов на западе, каледонских и герцинских пород на востоке с развитием здесь небольшого количества мелких поздних щелочных интрузий, особенно в Алайском хребте. В средней и западной частях зоны магматизм представлен крупными интрузиями присутствующего Южному Тянь-Шаню гранодиорит-гранитового комплекса S_3-P_1 с характерными сопровождающими его металлами. Таким образом, общий металлогенический профиль зоны в целом определяется как Hg, W(Ag, Sb, Co), Sn(TR), Mo, Cu и др. в основном герцинского цикла. Металлогеническую же характеристику отдельных подзон приводим ниже.

Туркестано-Алайская металлогеническая подзона, самая восточная часть зоны, Au, Hg(W, Nb, Ta, Co), Sn, Cu, Mo, Ag(Pb, Zn).

Здесь несколько рудных зон с развитием кварц-полисульфидно-золоторудной формации. Проявления золота располагаются в песчано-сланцевых отложениях каледонского и герцинского этажей и приурочены к тектоническим нарушениям III и IV порядков субширотного простирания. Сопровождаются окварцеванием и суль-

фидизацией вмещающих песчано-сланцевых толщ. Очень характерна для подзоны тесная пространственная ассоциация золоторудных зон с ртутнорудными (Зааминская, Кашкасуйская, Гальдраут-Пшагарская и др.). Условия локализации тех и других близки, но для ртутнорудных больше характерна ассоциация песчано-сланцевых толщ с терригенно-карбонатными образованиями. Ю. В. Финкельштейн и И. С. Сокол (1970) выделяли и комплексные киноварно-золоторудные объекты, куда они относили ртутные месторождения Мык и Карасу. Такая тесная связь золота и ртути позволила исследователям, в частности Х. Рахматуллаеву (1970), прогнозировать по ртути возможные месторождения золота, в частности он весьма перспективной считает западную часть Туркестано-Алайской подзоны.

В восточной части подзоны (Восточный Алай) известна группа проявлений (Акджилга и др.) скарново-сульфидной с золотом формации с комплексным оруденением, представленным также арсенопиритом и кобальтовыми арсенатами-сафлоритом и др. (по Т. С. Тимофеевой, Э. А. Марковой и др.). Это заставляет проверить на золотоносность и другие скарновые объекты подзоны.

Из других групп металлов следует упомянуть комплексную редкометальную зону в Туркестанском хребте с проявлениями апогранитово-тантало-ниобиевой, пегматито-редкометальной (Sn и др.) с редкими щелочами (Наука) формаций. Присутствует здесь опять же и золото. Перспективы зоны не исчерпываются уже выявленными объектами.

В пределах восточной части Алайского хребта на контакте известняков и гранодиоритов локализуется группа скарново-вольфрамовых с Sn объектов (Меликсу, Беш-Арча, Кумышкан и др.), объединяемых в Меликсуйскую зону.

Наконец, по данным С. А. Синайского и др. (1971), отметим оловянное оруденение в Алайском хребте, приуроченное к Сурьметашской зоне складчатости, контролирующей массивы пермских гранитоидов и щелочных сиенитов. Оловянное оруденение связано с гранитоидными интрузиями и представлено рудопроявлениями касситерит-силикатной (Аауди), касситерит-кварцевой (Иргайлы) и касситерит-сульфидной (Салы-Дольча, Чал-Куйрюк и др.) формациями. Общая оловоносность этого района изучена слабо, а перспективы могут быть значительные.

Кроме перечисленного в пределах металлогенической подзоны отмечены проявления ванадия, меди и молибдена, локализующиеся в силурийских кремнисто-песчано-сланцевых толщах (горы Мальгузар и др.; И. Х. Хамрабаев, И. Е. Гамалеев). А к карбонатным отложениям среднего карбона приурочены бокситы и продукты их метаморфизма — наждаки и корунды — месторождение Шараксай и др. (Мусин, 1951).

Кончая характеристику подзоны, еще раз подчеркнем ее комплексность. Известные здесь проявления золота могут быть увязаны с широким развитием песчано-сланцевых толщ на амфиболо-

во-гнейсовом основании в сочетании с гранодиорит-гранитами и сопровождающими дайками (Р?). Развитие же Nb, Ta оруденения может ставиться в зависимость от характерных именно для этой подзоны на востоке щелочных интрузий. Эту мысль уже высказывали в литературе и другие исследователи (Мушкин, Кутенец, 1968).

Нуратинская металлогеническая подзона составляет среднюю часть Нуратино-Туркестанской зоны. Важными для металлогении особенностями ее геологии, в отличие от предыдущей подзоны, является наличие выходов протерозойского основания, большее развитие карбонатных пород S_2 — D_1 , отсутствие пермских щелочных гранитов, значительно большее развитие гранитоидов, преимущественно гранодиоритов и диоритов (что нашло отражение в вышеупомянутых геофизических полях) S_3 — P_1 комплекса. Это обусловило, по-видимому, значительно более крупные масштабы здесь вольфрамовых объектов, при некотором снижении роли Sn, Nb, Ta и др. Сохраняют свое значение проявления сурьмы, ртути, однако только на востоке подзоны, на контакте с предыдущей. К западу роль сурьмы и ртути резко падает. Есть, как и в предыдущей подзоне, бокситы. Золоту часто сопутствует серебро.

Наибольший интерес представляет, как и в предыдущей подзоне, — золото, проявления которого относятся преимущественно к кварц-мышьяк-вольфрам-золоторудному семейству с кварц-полевошпат-пирит-арсенопирит-золоторудной, кварц-полисульфидно-золоторудной, кварц-турмалин (вольфрамит-шеелит)-золоторудной и другими формациями. Локализируются они главным образом в песчано-сланцевых толщах докембрия, нижнего палеозоя и реже — в гранитоидах, например, граносиенитах Кошрабадского интрузива. Выделяются Куланкулинская, Северо-Нуратинская, Кошрабатская, Сангарская и Каратауская рудные зоны. Конфигурация их часто довольно сложная, с разветвлениями. Располагаются они по всей подзоне, сохраняя общее для нее субширотное простирание. Однако внутри рудных зон отдельные проявления имеют как субширотное, так и северо-восточное простирание.

Характерная особенность золоторудных зон — их тесная ассоциация на востоке с ртутными (как и в предыдущей подзоне), а на западе с вольфрамовыми. Ртутные зоны (Северо-Нуратинская, Буратбулакская) располагаются на продолжении золоторудных зон, участками совпадая в контурах. В результате такой связи районы ртутных зон и их продолжения (горы Чумкартау, Гобдунтау и др.) могут иметь и золоторудную минерализацию.

Вольфрамовое оруденение с промышленно важными объектами представлено главным образом скарново-молибденит-шеелитовой (Койташ, Хаузбулак, Шаит, Угат, Лянгар Центральный), скарново-полисульфидно-шеелитовой (Лянгар-водораздельный, Таррорсай и др.) и другими формациями.

Исследования последних лет позволили установить межплас-

товые залежи вольфрамоносных скарнов и скарноидов среди кремнисто-доломитовых пород тасказганской свиты (Северный Нуратау и др.), апогранитовый тип вольфрамового и молибденового (шеелит, молибденит) оруденения. Промышленное значение их выясняется, но сам этот факт открывает новые возможности.

Проявления вольфрама объединяются в ряд вольфрамово-рудных зон (Койташскую, Темиркабук-Кошрабатскую, Актау-Каратаускую), большинство которых на западе металлогенической подзоны тесно ассоциирует с золоторудными с переплетением контуров зон.

В генетическом отношении вольфрамовое и золотое оруденение связывается с гранодиорит-гранитовым комплексом S_3-P_1 , но вольфрамовое, несколько более раннее,— со второй и третьей фазой комплекса. А часть золотого (послеалеяскитовое) тесно ассоциирует местами с порфир-порфиритовыми дайками ($P?$), с которыми допускаются парагенетические связи (Х. Р. Рахматуллаев, И. Х. Хамрабаев).

Небольшая редкометальная минерализация отмечается в связи с гранитами Каратауского интрузива, отличающимися повышенной калиевостью. Представлена проявлениями грейзено-касситеритовой и кварц-сульфидно-касситеритовой формаций (Каратауская зона). Пегматит-касситеритовые и кварц-сульфидно-редкометальные проявления известны и в пределах Чумкартау (К. Л. Бабаев и др.).

Центрально-Кызылкумская металлогеническая подзона (Au (W, Ag, TR, Sb, Hg, V, Cu), Sb, Hg(Au, Ag)). Особенностью подзоны является широкий интервал геологических комплексов и разнообразие металлогении при профилирующем значении золота, что отличает эту подзону от предыдущих, где большую роль играют еще и вольфрам, сурьма и ртуть. Подзона занимает почти центральную часть Кызылкумского поднятия (срединная масса) и поэтому здесь широко развиты породы архей-протерозойского возраста, представленные амфиболито-гнейсовым комплексом и верхнерифейскими и вендскими образованиями, по данным ряда исследователей, зараженными сингенетическим золотом, особенно в слоях, богатых органикой.

Месторождения и рудопроявления золота представлены кварц-полевошпат-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудной (Мурунтауский рудный узел), кварц-полисульфидно-золоторудной или безрезито-золоторудной, кварц-карбонат-серебряно-золоторудной, кварц-антимонит-серебро-золоторудной рудными формациями. Локализуются они в зонах тектонических нарушений субширотного и северо-восточного простираний, преимущественно в проосевых частях антиклинальных структур в углеродисто-песчано-алевролитно-сланцевых образованиях, которые большинство исследователей относят к байкальскому этажу.

Выделяются Аристантау-Аяккудукская, Бесаянская, Косманачинская, Северо-Ауминзинская, Ауминза-Бельтауская рудные зо-

ны, в которых присутствуют золото, серебро, мышьяк, вольфрам, молибден, ртуть, сурьма, свинец, цинк, висмут, иногда ванадий и медь. Спектр их в разных рудных зонах меняется, что может зависеть как от характера вмещающих пород, так и некоторых генетических особенностей постмагматического процесса. Рудные зоны имеют преимущественно субширотное простираание и в отдельных случаях ветвятся, сливаясь на своем продолжении (например, Северо-Аминзинская и Ауминза-Бельтауская и др.). Внутри и по простираанию зон, в том числе и на закрытых территориях предполагается возможность открытия новых объектов. В генетическом отношении возраст оруденения спорный. И. Х. Хамрабаев, Х. Р. Рахматуллаев, а также Г. В. Касавченко, С. Д. Шер и др. считают его связанным с гранитоидным комплексом C_3-R_1 . Причем в пределах зон имеются лишь небольшие выходы этих интрузий или вообще их нет, но характерно развитие в пределах золоторудных полей пучков и поясов даек порфир-порфиритового состава, по-видимому, заключающих этот комплекс, и которые считаются рудоконтролирующими. В. Г. Гарьковец, С. Т. Бадалов, Л. Н. Бельков, В. Н. Огнев предполагают, что оруденение сингенетично-эпигенетическое, а И. В. Мушкин, О. И. Ким, В. Я. Хорева — метаморфогенно-гидротермальное. Проведенные в ИГиГ АН УзССР исследования контроля оруденения с применением статистических методов и ЭВМ (Ф. Усманов, И. Х. Хамрабаев, Х. Рахматуллаев, М. Мансуров и др.) показали отсутствие корреляционных связей промышленного золотого оруденения с литологическими горизонтами, обогащенными органикой, но, с другой стороны, — общий повышенный против кларка золотоносный геохимический фон этих горизонтов.

Помимо герцинского золота в рудном поле Мурунтау в гальке золотоносного кварца в нижедевонских конгломератах и гравелитах (Хамрабаев, 1958; П. Н. Подкопаев) устанавливаются следы каледонского золотого оруденения. Здесь же отмечаются прожилки золотоносного кварца, рассекающие интенсивно метасоматически измененные субвулканические дайки силур-нижедевонского вулканогенного комплекса (Кустарникова, Рахматуллаев, 1967 и др.).

Сурьяно-ртутное оруденение, помимо вхождения в качестве попутного компонента в золоторудные зоны, образует самостоятельную Бельтаускую зону, однако также заключенную в контурах золоторудных зон и с попутными компонентами — золотом и серебром. Это оруденение Рахматуллаев (1970, 1976) рассматривает как конечный член единого редкометального золоторудно-ртутно-сурьянного семейства и таким образом, как и в предыдущих подзонах, рекомендует его в качестве поискового критерия на золото.

И. В. Мушкин (1973) считает возможным формирование сурьяно-ртутного оруденения в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации.

Из редких металлов известны точки проявления кварц-редкометалльной (W, Mo, Sn) минерализации в районах скрытых гранитных интрузий западных предгорий Аристантау (Х. Р. Рахматуллаев, И. Х. Хамрабаев) и погребенного Ауминзакудукского интрузива. Но в общем, как уже говорилось, редкометалльная минерализация для этой подзоны менее характерна.

При анализе расположения рудных зон обращает на себя внимание их приуроченность главным образом к средней части подзоны и нахождение на одной субмеридиональной или север-северо-восточной линии. Это наводит на мысль о вероятно скрытом здесь разломе фундамента, возможно, на каком-то глубинном перегибе структур.

Отметим и некоторые особенности строения земной коры под рудными узлами, на которых проведены более детальные геофизические исследования. В частности, их аномальное строение в отношении включений высокоскоростных пород в верхние горизонты, причем в Центрально-Кызылкумской подзоне эти включения имеют значительно большие размеры по сравнению с Кураминской (Е. М. Бутовская и др.).

Кончая металлогеническую характеристику зоны, еще раз подчеркнем существенную латеральную зональность оруденения, увязывающуюся с латеральной сменой геологических формаций. А именно — золото, ртутно-редкометалльный профиль на востоке в Туркестано-Алайской подзоне, особенно при существенном значении олова (влияние щелочных интрузий), золото-вольфрамовое оруденение с ртутью и сурьмой в центральной Нуратинской подзоне, наиболее богатой выходами продуктивных интрузивных пород гранодиорит-гранитового комплекса C_3 — P_1 и главным образом золотого на западе в Центрально-Кызылкумской зоне с малым количеством интрузий, но множеством дайковых образований и широкими выходами докембрия (источник части золота?).

Зеравшано-Гиссарская металлогеническая зона

Как и Нуратино-Туркестанская, поперечными разломами разделена на три подзоны: Зеравшанскую, Зирабулак-Каратюбинскую и Кульджуктаускую. Первая охватывает горные сооружения Зеравшанского и север Гиссарского горного узла, вторая — бассейн р. Зеравшан, Зирабулак-Зиаэтинские и Каратюбинские горные возвышенности, третья — горы Кульджуктау и равнинные территории к западу почти до Султануиздага.

По набору, последовательности и вещественному составу слагающих ее геологических комплексов Зеравшано-Гиссарская зона аналогична Нуратино-Туркестанской. Основное отличие заключается в том, что в последней широко развиты силурийские терригенные образования (известняково-диабазово-сланцевый комплекс) при резко подчиненном развитии доломито-известнякового, а в Зеравшано-Гиссарской зоне — наоборот. Кроме того, в

ней неизвестны кембрий-нижнеордовикские отложения (углеродисто-известняково-сланцевый комплекс), присутствующие во всех подзонах Нуратино-Туркестанской зоны.

В тектоническом отношении зона занимает южную часть Южно-Тяньшаньской геосинклинальной складчатой области и представлена системой линейных антиклинориев и синклинориев, сложенных ниже- и среднепалеозойскими песчано-сланцевыми и карбонатными формациями, прорванными магматитами основного, среднего и щелочного состава.

Геологическое строение всех подзон, особенно в палеозое, весьма сходно и отличается лишь в деталях.

Наиболее древние архей-протерозойские образования — сланцы, амфиболиты, кварциты, алевролиты известны лишь в западной части Кульджуктауской подзоны, где они установлены под покровом мезо-кайнозойских отложений геофизическими методами.

Образования байкальского цикла, представленные верхнерифейским доломито-кварцитовым и вендским сероцветным алевролитно-песчаниковым комплексом, развиты и восточнее, в Зирабулак-Каратюбинской подзоне, но не известны в Зеравшанской, хотя здесь среди среднепалеозойских отложений выделяются отдельные блоки более древних пород, которые могут оказаться допалеозойскими.

Таким образом, допалеозойские образования известны лишь в западной части Зеравшано-Гиссарской зоны, причем здесь в западном направлении увеличиваются масштабы их развития и появляются более древние породы — архей-протерозойские.

Палеозойский разрез в отличие от Нуратино-Туркестанской зоны, где широко развиты кембрий-нижнеордовикские образования, начинается среднеордовикским сланцево-песчаниковым комплексом, известны лишь в Зеравшанской подзоне, причем максимально развит в восточной части подзоны.

С верхнего ордовика до нижнего карбона во всех подзонах формируются однотипные отложения, представленные известняково-диабазово-сланцевым (O_3-S_1), доломито-известняковым (S_2-D_1) и известняковым (D_2-C_1) комплексами. В Зеравшанской подзоне наряду с доломито-известняковым местами формируется и граувакково-рифогенно-известняковый (S_2-D_1) комплекс.

Нижний карбон в Зеравшанской подзоне характеризуется развитием гравелито-песчаниково-сланцевого (флишоидный) и кремнисто-сланцево-известнякового комплексов. К западу в Зирабулак-Каратюбинской и Кульджуктауской подзонах в это время проявляется магматизм основного состава, причем его масштабы в этом направлении увеличиваются и начинают преобладать интрузивные формы.

В среднем карбоне в Зеравшанской подзоне, в основном в ее центральных частях, продолжает формироваться кремнисто-сланцево-известняковый, а по южной окраине — терригенно-шли-

ровый комплексы; последний, также по южной окраине, развит и в Зеравшанской подзоне. В Кульджуктауской, как и в Зеравшанской, образуется кремнисто-сланцево-известняковый комплекс.

Верхний карбон и начало нижней перми характеризуется мощным гранитоидным магматизмом, проявившимся во всех подзонах; к западу масштабы проявления увеличиваются.

Более молодые палеозойские образования известны лишь в Зеравшанской подзоне, где местами в небольших предгорных и внутрисгорных впадинах формируется пестроцветный молассовый комплекс и сравнительно широко развит верхнепермский комплекс щелочных гранитов и сиенитов.

Однотипный характер развитых в пределах всех подзон пород обусловил формирование сходных геофизических полей, а слабая магнитность гранитоидов и незначительное развитие магматитов основного состава — слабую их интенсивность и дифференцированность.

Во всех подзонах преобладает слабо дифференцированное, отрицательное магнитное поле небольшой интенсивности. На этом фоне отмечаются единичные положительные магнитные аномалии с более высокими значениями в Кульджуктауской подзоне. Гравитационное поле так же спокойное, небольшой интенсивности.

Металлогения Зеравшано-Гиссарской зоны освещена в трудах Х. М. Абдуллаева, И. Х. Хамрабаева, Х. Н. Баймухамедова, В. И. Смирнова, Н. М. Синицына, Р. Б. Баратова, Е. Д. Карповой, В. П. Федорчука, В. Г. Гарьковца, К. Л. Бабаева, Л. З. Палтея, И. Е. Евфименко, И. Г. Магакьяна, И. В. Мушкина, Ю. В. Финкельштейна, Я. Б. Айсанова, С. И. Ибадуллаева, В. Д. Отрошенко, М. С. Кучуковой, М. И. Исмаилова, Н. К. Джамалетдинова, В. С. Чекунова, В. В. Баранова, К. М. Кромской, Ю. А. Чернявского, Р. В. Цоя и многих других исследователей. Приводимая ниже металлогеническая характеристика подзон и некоторые общие особенности всей зоны даны в основном по материалам указанных авторов.

Оруденение Зеравшано-Гиссарской зоны многоэтапно. С проявлениями ордовик-силурийского диабаз-кварц-порфирового магматизма связано марганцевое оруденение эксгальационно-осадочного генезиса. С карбоново-пермским гранитоидным магматизмом — редкометальная (вольфрам, молибден, олово), графитовая с примесью никеля, кобальта и меди и скарново-редкометальная с мышьяком, реже медью, минерализация. С верхнепермским комплексом щелочных гранитов и сиенитов известны незначительные проявления редких металлов, редких земель, золота, серебра, ртути.

Зеравшанская подзона. Ее металлогения определяется главным образом редкими металлами, золотом, мышьяком, сурьмой и ртутью.

Наиболее крупная рудная зона — Зеравшанская расположена в самой западной части металлогенической подзоны. Площадь руд-

ной зоны сложена в основном карбонатными породами каледонского (доломито-известняковый комплекс S_2-D_1) и герцинского (известняковый комплекс D_2-C_1) циклов, прорванных гранитоидами (гранодиорит-гранитовый комплекс C_3-P_1).

Развитые здесь месторождения и рудопроявления относятся к скарново-полисульфидно-шеелитовой формации (Яхтон и др.) и приурочены к зонам контактов небольших трещинных интрузий гранитоидов с карбонатными породами.

На восточном продолжении Зеравшанской рудной зоны выделяется Мосриф-Рудакинская зона с проявлениями скарново-сульфидно-золоторудной и скарново-сульфидно-платиноидно-золоторудной и кварц-арсенопирит-золоторудной формаций (Тарор, Мосриф и др.). Приурочены они обычно к контактам карбонатных пород с небольшими штоко- и дайкообразными интрузивами диорит-порфиритов или кварцевых порфиров верхнекарбон-нижнепермского возраста. В отличие от широтной Зеравшанской рудной зоны Мосриф-Рудакинская имеет запад-северо-западное простирание.

В северо-западной части металлогенической подзоны выделяется Лятабандская рудная зона (в пределах правобережья р. Зеравшан). Известное здесь рудопроявление относится к кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной формации.

В месторождениях и рудопроявлениях отмеченных рудных зон в качестве сопутствующих элементов содержатся медь, свинец, цинк, а в месторождениях скарного семейства еще и серебро.

Месторождения сурьмы и ртути локализованы в двух небольших рудных зонах — Джижикрутской и Канчочской. Обе имеют широтное простирание и сложены карбонатными породами D_2-C_1 и C_1 (известняковый и кремнисто-сланцево-известняковый комплексы). Месторождения относятся в основном к кварц-антимонит-киноварной формации. В Джижикрутской зоне оруденение сурьмяно-ртутное с флюоритом, а в Канчочской — в основном ртутное.

Оруденение контролируется зонами тектонических контактов карбонатных и терригенно-карбонатных пород и тяготеет к зонам глубинных разломов и областям устойчивого погружения в среднем — верхнем палеозое.

Кроме того, сурьмяно-ртутное оруденение в определенной степени связано с эрозионным срезом. Так, Р. Б. Баратов и др. (1970) указывают, что на глубинах эрозионного среза 0—500 м (по отношению к поверхности предмезозойского пенеплена) вскрываются месторождения собственно ртутных руд, на глубинах 500—1000 м — сурьмяных, ртутно-сурьмяных и сурьмяно-полиметаллических, на глубинах 1000—1500 м — сурьмяных и ртутно-сурьмяных руд с мышьяком, а на глубинах свыше 1500 м — единичные мелкие проявления указанного оруденения.

В средней части Зеравшанской металлогенической подзоны выделяется небольшая оловоносная Карасуйская рудная зона с

рудопрооявлениями апогранит-касситеритовой формации. Приурочены они к зоне контакта небольшого интрузива гранодиорит-гранитового комплекса с карбонатными породами D_2-C_1 .

Таким образом, Зеравшанская металлогеническая подзона представляет интерес в отношении вольфрамового и золотого оруденения (преимущественно скарного типа). Менее перспективна она в отношении сурьмы, ртути, олова, редких земель.

Зирабулак-Каратюбинская подзона. Характеризуется развитием месторождений и рудопрооявлений вольфрама, золота, олова, полиметаллов.

В пределах металлогенической подзоны выделяются рудные зоны, имеющие в общем субширотное простирание и располагающиеся в основном в восточной и юго-восточной частях подзоны. Здесь выделяются две вольфрамоносные рудные зоны — Каратюбинская и Зирабулак-Зиаэтинская, золотоносная Северо-Зирабулакская и ртутная Алтыаульская.

В Каратюбинской рудной зоне с месторождениями Каратюбе, Сарыкуль, Сазаган и др. развиты скарно-скарноидно-шеелитовая, кварц-сульфидно-шеелитовая, кварц-грейзен-редкометалльная и пегматит-редкометалльная рудные формации.

В Зирабулак-Зиаэтинской рудной зоне преобладают проявления, представленные скарно-шеелитовой, апогранит-шеелитовой (Ингичка) и скарно-полисульфидно-шеелитовой (Чуюн) формациями. В пределах этой зоны наряду с вольфрамовыми отмечаются и оловянные проявления. Представлены они кварц-касситеритовой, карбонат-касситеритовой (Лапас), грейзен-касситеритовой (Карнаб) и скарно-шеелит-олово-полиметаллической (Кызкурган) формациями.*

Вольфрамовые месторождения и рудопрооявления относительно разновозрастны, связаны с гранодиоритовой и гранитовой формациями гранодиорит-гранитового комплекса (C_3-P_1) и локализуются в верхнеордовик-нижнесилурийских, верхнесилур-нижнедевонских и в меньшей степени — в среднедевон-нижнетурнейских отложениях.

Оловянное оруденение приурочено главным образом к биотитовым и двуслюдяным порфиroidным гранитам. Локализуются обычно в приосевых частях антиклинальных структур, в зонах тектонических нарушений в основном широтного и северо-восточного простирания.

В северной части металлогенической подзоны выделяется Северо-Зирабулакская рудная зона с золотым оруденением, представленным скарно-сульфидно-золоторудной (Рабинджан) и кварц-пирит-арсенопирит золоторудной (Каракутан) рудными формациями. Оруденение тесно ассоциирует со штоками и дайками тоналитов, гранодиорит-порфиroidов и диоритовых порфиroidов C_3-P_1 возраста.

В пределах рудной зоны известно довольно широкое проявление лиственитизации и кварц-антимонитовой минерализации, что

делает ее перспективной на обнаружение золоторудных проявлений кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной и особенно кварц-карбонат-серебро-золоторудной формаций.

В средней части подзоны вдоль ее южной границы выделяется Алтыаульская ртутная рудная зона с одноименным рудопроявлением. Локализовано оно в карбонатных толщах девона — карбона и представлено карбонат-кварц-киноварной формацией. Некоторые имеющиеся данные, в частности, наличие в протолочках антимонита (Н. В. Лиценмайер), позволяют высказать предположение о возможном обнаружении в пределах рудной зоны проявлений кварц-антимонит-киноварной, а возможно и кварц-антимонит-серебряно-золоторудной формаций.

Кульджуктауская подзона характеризуется разновозрастным герцинским оруденением. С раннегерцинским этапом связано сульфидно-никелево-графитовое оруденение (Тасказган, Таушан), ассоциирующее со слабо расслоенным габброидным интрузивом ниже-среднекарбонатового возраста. В средне- и позднегерцинском этапе известны проявления скарново-редкометалльной, пегматит-касситерит-редкометалльной и некоторых других рудных формаций, связанных с гранитоидами гранодиорит-гранитового комплекса (S_3-P_1).

В пределах металлогенической подзоны выделяются две рудные зоны: в северо-восточной части Кульджуктауская золоторудная, в юго-восточной — Кульджуктауская ртутнорудная.

Золоторудная зона представлена кварцевыми с сульфидами жилами, локализующимися в тектонических разрывах субмеридионального и субширотного простираний. Оруденение относится к кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной и кварц-антимонит-серебряно-золоторудной формациям. И. Х. Хамрабаев, ранее относивший Кульджуктау к Зирабулак-Каратюбинскому редкометальному поясу (1958 г.), в дальнейшем обосновывал его редкометальную специализацию и возможность нахождения оловоносных и вольфрамовых объектов в карбонатных и других породах западнее Тозбулакского интрузива (Хамрабаев, 1969).

В ртутнорудной зоне известны Восточное и Промежуточное рудопроявления. Как и золоторудные, они приурочены к тектоническим нарушениям субширотного и субмеридионального простираний в карбонатных отложениях силура и нижнего карбона, реже в терригенных породах верхнеордовик — нижнесилурийского возраста. Оруденение относится к кварц-карбонат-киноварной формации.

Отмеченные рудные зоны соприкасаются, а местами накладываются одна на другую, что может свидетельствовать о тесной связи золотой и ртутносурьмяной минерализаций.

Гиссарская металлогеническая зона

Вместе с Южно-Гиссарской зоной представляет собой южную окраинную зону Южно-Тяньшаньской геосинклинально-складчатой области.

В каледонском тектоно-магматическом цикле Гиссарская и Южно-Гиссарская зона развивалась как единая структура. В ордовике (?) — раннем силуре эта структура представляла слабо расчлененный геосинклинальный прогиб, в котором формировалась морская терригенная формация, сходная со сланцевыми толщами ордовика (?) — нижнего силура Зеравшано-Гиссарской зоны (Портнягин, Павлов, 1973). В среднепалеозойском этапе эта структура переживала геоантиклинальный режим. Распространенная здесь карбонатная формация сменяет с постепенным переходом терригенную и контрастную липарит-базальтовую и отражает стадию восходящих движений и начало геоантиклинального режима. С этим связан, по данным Э. А. Портнягина и В. И. Павлова, региональный метаморфизм всей толщи.

В герцинском цикле Гиссарская и Южно-Гиссарская зоны отчетливо различаются. В нижнекаменноугольную эпоху (намюр) на геоантиклинальном фундаменте образовался прогиб, выполненный образованиями (до 4000 м) спилито-диабазового комплекса. Это указывает на смену тектонического режима и возрастание проницаемости и подвижности земной коры в этой зоне. В среднем карбоне (раннебашкирское время) происходит четкая дифференциация структуры с формированием Центрального поднятия — крупной субширотной Центрально-Гиссарской антиклинали, ось которой прослеживается вдоль средней линии южного склона Гиссарского хребта, и глубоких прогибов на севере и юге, в которых накапливались флишевые отложения (Горецкая, 1961). На заключительном этапе герцинского цикла (S_3 — P — T ?) в поднятие вовлекается вся северная часть зоны, и глубокий прогиб продолжает существовать только в ее южной части, вблизи Южно-Гиссарского шва (Покровский, 1963, 1974). В прогибе сосредоточиваются мощные наземно-вулканогенные и обломочно-молассовые отложения.

Основываясь на различии тектоно-магматического развития северной и южной части рассматриваемой структуры в герцинском цикле, а также учитывая схемы районирования Д. И. Рубанова (1968), Э. Волочковича и др. (1973), мы выделяем две самостоятельные зоны: Гиссарскую, охватывающую Гиссарское антиклинальное поднятие и Южно-Гиссарскую, соответствующую синклинальному прогибу или краевому вулканическому поясу. Эти тектоно-магматические зоны отличаются и металлогеническими особенностями и поэтому рассматриваются нами как металлогенические.

Гиссарская металлогеническая зона включает две подзоны:

Гиссарскую и Карнабчульскую. Профилирующими металлами зоны являются: Sn, W, Mo, Pb, Zn, Fe.

Гиссарская металлогеническая подзона. Совпадает с Гиссарским антиклинорием, вытянутым в широтном направлении вплоть до Каратегина. От расположенной севернее Зеравшанской подзоны отделяется Арало-Гиссарским (Амударьинский) глубинным разломом, а от смежной с юга Южно-Гиссарской подзоны — зоной южного контакта Гиссарского «батолита». Для подзоны характерно отрицательное магнитное поле сравнительно небольшой интенсивности.

Формирование гранитоидного Гиссарского плутона, определившего металлогенический облик подзоны, связано со средне-верхнекарбонным этапом. Здесь развита преимущественно высокотемпературная минерализация. В северной и западной частях выхода плутона известны формации редкометалльных (Турт-Куйлюк, Карасу, Таран-Конак, Сутушар) пегматитов (Sn, Mo), в южной — мусковитовые (Ходжа-Каршивар, Кштут) и хрусталеносные (Оджукская группа) пегматиты. Они генетически связываются с формацией лейкократовых гранитов.

Вдоль северного контакта Гиссарского плутона с карбонатными породами среднего палеозоя располагаются многочисленные проявления скарнов с вольфрамом, оловом, сульфидами мышьяка, меди, свинца и цинка, образуя зону протяженностью более 200 км (Исамухамедов, Баратов и др., 1971), известную в литературе как Гиссаро-Каратегинская металлогеническая зона. В ее пределах Р. Б. Баратов и др. (1970) выделяют следующие месторождения или их группы: Майхуринская (шеелит, касситерит), Панчхокская (арсенопирит), Кабутинская (шеелит, вольфрамит), Кафандарская (магнетит, галенит, сфалерит), Обисорбухская (арсенопирит, галенит), Комсомолабадская (сульфиды с незначительным проявлением шеелита), Тамдыкульская (арсенопирит, шеелит), которые объединяются в рудные зоны распространения определенных рудных формаций — скарново-шеелит-касситеритовой, скарново-магнетитовой, скарново-пелиметаллической и др. Генетическая связь этих скарново-рудных образований с конкретными интрузиями не всегда ясна. Известно лишь, что на месторождении Майхура и Кабуты скарны образовались после аплитовидных гранитов поздней фазы. К зоне южного контакта Гиссарского плутона приурочены скарново-магнетитовые месторождения (Харангонская группа), тесно связанные с гранодиоритами и кварцевыми диоритами (Баратов и др., 1970).

В Карнабчульской металлогенической подзоне широко развиты допалеозойские комплексы, из которых известны: протерозойский метавулканогенный, верхнерифейский доломито-кварцитовый и вендский-сероцветный, алевролитно-песчаниковый.

Палеозойский разрез начинается группой верхнеордовик-нижнедевонских комплексов, включающих известняково-диабазово-сланцевый (O_3-S_1), карбонатно-вулканогенно-терригенный (спи-

лиито-диабазы и базальт-липариты S_2-D_1) и доломито-известняковый (S_2-D_1). Девон-карбоновые карбонатные комплексы здесь не известны. Верхняя часть палеозойского разреза в отличие от Гиссарской подзоны практически отсутствует. Однако довольно широко развит гранодиорит-гранитовый комплекс, прорывающий допалеозойские образования.

Большая часть территории данной подзоны перекрыта отложениями мезо-кайнозоя, в связи с чем металлогенические возможности ее изучены еще недостаточно, особенно допалеозойских и нижнепалеозойских комплексов. Вместе с тем наличие карбонатно-вулканогенно-терригенного комплекса, в составе которого в южной части Зирабулакских и Каратюбинских гор в последнее время установлены вулканиты, по составу изменяющиеся от андезито-базальтов до дацитов и липаритов, и очень сходные с вулканитами базальт-липаритовой формации Южно-Гиссарской зоны, позволяет ставить вопрос о колчеданности этой подзоны.

В герцинском цикле, как и в Гиссарской подзоне, основным продуктивным этапом был средний орогенный, обусловивший формирование верхнекарбон-нижнепермского гранитоидного комплекса и связанной с ним оловорудной и редкометальной минерализации, представленной пегматит-редкометальной формацией.

Гранитоидные массивы, несущие пегматиты, по данным И. Х. Хамрабаева и Н. К. Джамалетдинова, сложены сильно дифференцированными разностями с развитием пород завершающих фаз (биотитовые, лейкократовые и аплитовидные граниты). Вдоль северного обрамления подзоны, охватывающего южные склоны Каратюбинских и юго-западную часть Зирабулакских гор, выделяется Лолабулак-Кетменчикская рудная зона, объединяющая два одноименных рудных поля. В их пределах пегматитовые тела, несущие редкометальное (до 80%) и касситеритовое (до 10%) оруденение, приурочиваются к разрывным нарушениям субширотного простирания на востоке и северо-западного, северо-восточного на западе рудной зоны.

Лолабулакское и Кетменчикское рудные поля — наиболее крупные объекты среди пегматитовых типов в Средней Азии. Они представляют большой интерес на комплексные руды. Из них наряду с редкими металлами (касситерит, тантало-ниобаты и др.) по данным Н. К. Джамалетдинова могут извлекаться полевой шпат и кварц для керамического сырья.

Южно-Гиссарская металлогеническая зона. Cu, Zn, Fe, Mo, W, Au, F, Hg, Sb, Pb, Bi, Sn. Эта зона максимального прогибания с широким развитием базальтоидного вулканизма в верхнем силуре, среднем карбоне и кислото вулканизма в пермо-триасе. Выделялась А. А. Богдановым (1965) как краевой вулканический шов на границе двух крупных тектонических структур, или краевой вулканический пояс (Рубанов, 1968; Панкратьев и др., 1971; Далимов и др., 1971; Волочкович и др., 1973). В других работах рассматривается совместно с Гиссарской как единая Южно-Гис-

сарская зона. Как было отмечено выше, в качестве самостоятельной зоны она обособилась в герцинском цикле.

С севера зона распространения вулканитов ограничена линией, примерно совпадающей с осевой частью Гиссарского плутона и фиксирующей серией субширотных разломов и телами линейно вытянутых верхнепалеозойских интрузий. На юге граничит с Каракумо-Таджикской металлогенической областью. Особенно отчетливо эта граница выражена в северной части гор Байсунтау и Сурхантау.

Западнее Чимкено-Гиссарского поперечного разлома Южно-Гиссарская зона сужается и постепенно выклинивается. Совпадает она с площадью распространения карбонатно-вулканогенно-терригенного $S-D_1$ и спилит-диабазового комплекса C_1-C_2 . Протяженность пояса 600 км, ширина до 20 км.

Металлогеническая зона в верхнекарбон-нижнепермское время осложнена антиклинальными структурами более мелкого порядка. Они сочленяются между собой синклиналильными перегибами. В ядрах этих антиклиналей размещаются гранитоидные массивы C_3-P_1 возраста. В результате Южно-Гиссарский прогиб представляет собой сочетание унаследованных прогибов (синклинали) и вторичных антиклиналей. Специфической чертой является их линейный характер с элементами брахиформности и отчетливо выраженная тенденция погружения шарниров антиклиналей в западном направлении (И. Б. Гамалеев, П. В. Панкратьев и др.). Эти антиклинали и синклинали представляют собой тектонические районы, которые соответствуют определенным рудным узлам и рудным зонам. Антиклинальные структуры характеризуются сочетанием оруденения, свойственного как стадиям прогибания, так и инверсионной. Синклинали заключают в себе в основном оруденение стадий прогибания (П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова). Причем в синклиналиях в одних случаях преобладает оруденение, связанное с ордовик-силурийским неглубоким прогибом и свойственной ему базальт-липаритовой формацией; в других оруденение связано с намюр-башкирской ортогеосинклиналью, с характерной для нее спилит-диабазовой формацией.

В целом Южно-Гиссарская зона отличается сравнительно большей, по сравнению с Гиссарской, насыщенностью рудными месторождениями и рудопроявлениями. В ее пределах выделяется две подзоны — Южно-Гиссарская и Южно-Карнабчульская.

В Южно-Гиссарской металлогенической подзоне металлогения каледонского цикла проявилась на раннем его этапе в формировании в связи с контрастной базальт-липаритовой формацией небольших месторождений медно-цинково-колчеданной формации. Оруденение представлено пластообразными и линзообразными телами гидротермально-осадочных руд, локализованных в вулканогенно-осадочной толще, превращенной в различные сланцы под действием регионального метаморфизма на уровне фации зеленых

сланцев и низкотемпературных ступеней эпидот-амфиболитовой. Толща инъецирована субвулканическими телами нижнекарбоневой липаритовой формации в зоне Южно-Гиссарского тектонического шва. Под действием регионального метаморфизма и тепловых полей, созданных субвулканическими интрузиями, руды интенсивно регенерированы, в результате чего довольно богатое оруденение фиксируется вдоль контакта с дайками. Таким образом, поля развита их могут быть перспективны на регенерированный тип оруденения, который в свою очередь может быть индикатором скрытых на глубине медно-цинково-колчеданных руд.

С региональным метаморфизмом базальт-липаритовой формации на границе каледонского и герцинского циклов связано формирование многочисленных проявлений кварц-борнит-халькопиритовой формации. Ю. В. Михайлова, П. В. Панкратьев и В. И. Лазуренко (1971) выделяют так называемую Чапух-Дандончоканскую перспективную полосу (рудная зона). Она протягивается вдоль южного склона Гиссарского хребта и характеризуется равномерно рассеянной прожилково-вкрапленной кварц-борнит-халькопиритовой минерализацией с золотом, висмутом и др. (Дандончокан и др.) Оруденение связано с четко проявившимися тремя основными крутопадающими системами трещин с азимутом падения 340—360; 260—270, 160° и локализовано в местах пересечения их с согласными жилами и линзами молочно-белого кварца, особенно в зоне контакта амфиболитов и кварц-полевошпатовых пород. Медное оруденение рассматривается нами (также как и И. Х. Хамрабаевым, рудные тела Ухумского рудного поля в Северном Нуратау) как индикатор на медно-цинково-колчеданные руды.

Особенность кварц-борнит-халькопиритового оруденения рассматриваемой рудной зоны — его золотоносность. Она вызвана повышенным региональным кларком золота рудовмещающих пород.

Металлогения герцинского тектоно-магматического цикла более разнообразна. На раннем этапе в связи со спилитами, диабазовыми порфиритами, реже альбитофирами ниже-среднекарбонového возраста формируются проявления медно-колчеданной формации почти на всем протяжении от р. Кафирниган до р. Танхаз-Дарьи. Особенность Южно-Гиссарских медно- и серноколчеданных проявлений, залегающих в спилито-диабазовой толще — это наличие переходов колчеданных руд в халькопирит-магнетитовые. В некоторых из них повышено содержание цинка и свинца (Лючоб-Ханака и др.). Все известные проявления на данном этапе изучения практического интереса не представляют, однако вполне вероятно выявление промышленных месторождений в ассоциации с кислыми дифференциатами данной вулканогенной формации. В целом полоса распространения спилито-диабазовой толщи выделяется как раннегерцинский железо-медно-золоторудный пояс.

Перспективность района на железо, медь, согласно данным И. Е. Гамалеева, подтверждается результатами аэромагнитной съемки, проведенной Узгеофизтрестом. С положительными магнитными аномалиями связаны повышенные содержания магнетита, а с отрицательными — гидротермально-измененные зоны с повышенным количеством меди, цинка и золота.

Рудоносность средних этапов обусловлена проявлением верхнекарбонovo-нижнепермских гранитоидных интрузий (особенно гранодиоритовой и гранитовой формаций). На контакте их контактированных разностей с карбонатными породами размещаются скарново-молибденовые (Мачетли), скарново-халькопирит-пирротиновые (Чош-Чормагол), скарново-магнетитовые (Малаяндское, Воджак), скарново-вольфрамовые (Хурсантаг) проявления. Со штокообразными телами пермских лейкократовых гранитов (аплитовидные граниты), пересекающих сланцы силура и девона и спилито-диабазовую толщу нижнего-среднего карбона, ассоциируют типичные для рассматриваемой зоны проявления грейзен-кварц-молибденитовой формации (Обизаранг). Молибденовое оруденение приурочено к зонам интенсивной трещиноватости, грейзенизации и окварцевания гранитов и представлено вкрапленностью и гнездами молибденита в кварцевых прожилках, самостоятельными прожилками, жилами и вкрапленностью в грейзенизированных гранитах. В восточной части подзоны (на территории Таджикистана) наряду с молибденом отмечены проявления вольфрама и флюорита.

С наземной липарит-дацитово́й формацией, также соответствующей собственно орогенной стадии (Баратов и др., 1973), связаны проявления жильной полиметаллической (Нилу, Калайджобыр, Чашмасанг), сурьяно-ртутной (Канчоч), кварцево-киноварной (Аржанак, Зачау, Суффа) кварцево-медно-сульфидной (Гусхарфская медно-рудная зона), кварцево-медно-молибден-сульфидной (Шираталинская площадь) минерализаций. Большинство из них, по данным Р. Б. Баратова и С. И. Щукина, пространственно ассоциирует с жерловыми и субвулканическими фациями вулканитов.

С поздними и конечными этапами герцинского тектоно-магматического цикла связано формирование месторождений флюорита, контролируемых разломами широтного и субширотного простирания. Парагенетически жильные образования кварцевого, кварц-кальцитового и баритового состава с флюоритом, кварца с сульфидами и гематитом связаны с дайковыми образованиями пермо-триаса?. По данным некоторых исследователей (Новосельцев, 1966, Могаровский, Мельниченко, 1967), флюоритовые месторождения (Такоб, Кондара, Могов и др.) имеют альпийский возраст. Р. Б. Баратов и С. И. Щукин (1973) высказывают предположение о возможной связи флюоритового оруденения с пермским орогенным вулканизмом.

КАРАКУМО-ТАДЖИКСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Каракумо-Таджикская металлогеническая область пространственно совпадает с одноименным «жестким» краевым массивом или параплатформой (Ахмеджанов, Борисов, Арипов, 1975) докембрийской консолидации. На севере она примыкает по Южно-Гиссарскому разлому к Южно-Тяньшаньской металлогенической области; с юга окаймляется складчатыми сооружениями альпийской геосинклинали.

Рассматриваемая металлогеническая область включает две металлогенические зоны: Хорезм-Байсунскую и Амударья-Кугитангскую. Границей между ними служит на западе Ташкудук-Каршинский субширотный глубинный разлом (Узаков, 1968), на востоке его продолжением вероятно, является Южно-Сурхантауский (Далимов и др., 1971). Эти металлогенические зоны в тектоническом отношении представляют собой две крупные субширотные ступени, отличающиеся глубиной погружения докембрийского фундамента и палеозоя. Для западной (закрытая) части региона, по данным Х. Узакова (1968) в северной ступени палеозой залегает на глубине 800—3500 м, в южной — на 3000—4500 м.

Трансрегиональные поперечные разломы делят массив на крупные мегаблоки, соответствующие металлогеническим подзонам и обуславливают в свою очередь наличие субмеридиональных (поперечные) ступеней. Наиболее приподнятый с обнажающимся фундаментом и палеозойскими формациями является Байсуно-Кугитангская поперечная структура. В этой структуре краевой массив также отчетливо делится на две субширотные «ступени»: Байсунскую и Кугитангскую (Панкратьев и др., 1968).

Глубинное строение земной коры здесь по данным гравиметрии (Юсупходжаев, Панкратьев, 1972) также позволяет рассматривать Байсунскую и Кугитангскую структуры в качестве различных тектонических блоков. Глубины залегания и эффективная избыточная плотность поверхности, которая создает региональное поле аномалии силы тяжести, по данным Х. Юсупходжаева (1970), и сопоставление этих глубин с данными ГСЗ показывают, что в районе Кугитангского блока они совпадают с границей, характеризующейся скоростью 7,2—7,4 км/сек, которая отождествляется с поверхностью «базальтового» слоя. На основании построенной Х. Юсупходжаевым схемы поверхности «базальтового» слоя установлено, что на севере Кугитангский блок ограничен четким субширотным грабеном, который отделяет его от Байсунского. Ширина этого грабена колеблется от 10 км на северо-западе до 50 км на юго-востоке. На широте Дехканабада поверхность «базальтового» слоя интенсивно воздымается, при этом градиент возрастания глубин составляет 4 км на 1 км. На глубине 16 км поверхность «базальтового» слоя выполаживается. Ступень, намечающаяся на широте Дехканабада, совпадает с Южно-Сурхантауским глубинным разломом, который фиксируется выходами

ультраосновных пород и центрами вулканической палеоактивности (Далимов и др., 1969). На западе она совпадает с упомянутым выше Ташкудук-Каршинским разломом. В целом зона грабена совпадает также с линсаментом, намечающимся по данным космических снимков.

Таким образом, можно считать, что Каракумо-Таджикский краевой массив отчетливо делится на две субширотные тектонические зоны и ряд блоков. Блоковое строение фундамента массива обусловило различия геологического развития рассматриваемых участков земной коры в фанерозое и отразилось на особенностях осадконакопления, магматизма и металлогении.

Хорезмо-Байсунская металлогеническая зона

Эта зона в восточной части известна как юго-западные отроги Гиссарского хребта или Байсунская зона (срединный массив). Объединение ее с Хорезмской основано на данных геофизики и бурения по сходству геофизических полей, наличию «кислых» эффузивов и т. п. Отличается очень небольшим набором известных здесь геологических комплексов, особенно в западных подзонах. Зона делится на три подзоны: Байсунскую, охватывающую юго-западные отроги Гиссарского хребта (горы Яккабаг, Чакчар, Байсунтау, Сурхантау) и Кашкадарьинскую депрессию; Каршинскую — Каршинскую степь и Кимеренкумскую, охватывающую пески Кимеренкумы.

Эта зона грубо совпадает с контурами Гиссаро-Хорезмского вулcano-плутонического пояса, что определяет и ее геологические особенности — развитие преимущественно карбонатных и реже пермских вулканогенных формаций, заложенных на докембрийском субстрате. Отсюда и особенности металлогении: преобладающая роль колчеданно-полиметаллической минерализации с подчиненной золотой, флюоритовой и редкометальной.

Главные металлы зоны: Pb, Zn (Au, Ag, Cu), Fe (W, Sn, Mo), F (Cu, Bi).

Байсунская металлогеническая подзона представляет собой наиболее приподнятую часть (мегаблок) Хорезмо-Байсунской металлогенической зоны с обнажающимися домезозойскими образованиями. Северная граница подзоны проходит по Южно-Гиссарскому красному шву (Покровский, 1974), совпадающему с Богаинским и Вахшским глубинными разломами; южная совпадает с Южно-Сурхантауским.

На западе подзона ограничена трансрегиональным Чимкено-Гиссарским разломом, на востоке граница ее расплывается, по видимому, примыкает к структуре Памира.

Байсунский мегаблок разбит на более мелкие блоки; в приподнятых блоках домезозойские формации выходят на поверхность, в опущенных они скрыты под мезозойским субплатформенным чехлом.

Для подзоны в целом характерно широкое развитие архей-протерозойских метаморфических пород, составляющих кристаллический фундамент и представленных комплексами мигматитогнейсов, метавулканитов и гранито-гнейсов. Они обнажаются в центральной части подзоны в виде крупных брахиантиклинальных куполообразных структур.

На докембрийских отложениях с глубоким перерывом залегают в северном обрамлении подзоны (Северный Байсунтау) средне-верхнедевонские образования, представленные известняковым комплексом, сменяющимся в нижнем карбоне известняково-песчаниково-кварц-порфировым и известково-глинисто-песчаниковым, который продолжал формироваться и в среднем карбоне. Гранитоидные комплексы представлены здесь высокоглиноземистыми гранитами ($aR?$, $D?$), верхнекарбонным гранитоидным комплексом, широко развитым в Южно-Гиссарской зоне, а здесь представленным единичными небольшими трещинными телами гранитоидов. Широко распространены также верхнепалеозойские порфировые интрузии гранитов.

Палеозойский разрез подзоны заканчивается образованиями нижнепермского конгломерато-песчаниково-кварц-порфирового комплекса.

Байсунская подзона, по мнению многих исследователей (Далимов и др., 1971; Арапов и др., 1971; Панкратьев и др., 1972), имеет кольцевое зональное строение и подразделяется на несколько более мелких зон: внутреннюю (хр. Чакчар, Байсунтау), характеризующуюся наличием формаций высокоглиноземистых гранитов и мигматитов амфиболитовой фации (1400, 900 млн. лет; 600—550 млн. лет); среднюю, которой присуще проявление формаций двуслюдяных гранитов (340—350 млн. лет) и периферическую, имеющую сложное строение, обусловленное наличием наложенных вулкано-тектонических депрессий и дайковых поясов. Кроме того, в современных выходах палеозоя (и протерозоя) намечаются широтные складки: Южно-Хурсантагская и Вахшивар-Кайракская синклинали, разделенные Караташской антиклиналью (Алферов и др., 1967). При рассмотрении особенностей строения Байсунской подзоны видно, что большую роль, и в частности в кольцевом строении, играет наличие разломов субширотного, северо-восточного и, выявленного в последнее время по данным космической съемки, меридионального простираний.

Разновозрастность заложения этих структур и приуроченность к ним различных магматических комплексов также повлияли на металлогеническую специфику подзоны, особенности которой освещали в своих работах В. М. Бирюков, И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевский, П. В. Панкратьев, Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров, В. Г. Гарьковец, Т. Ш. Шаякубов, И. М. Мирходжаев, И. Е. Гамалеев, И. Х. Хамрабаев, О. Г. Терлецкий и многие другие.

С докембрийскими отложениями тесно связана (Головин, Клиблей, 1969; Хохлов, Головин, 1972; Мирходжаев, Хохлов, 1975 и др.) редкометальная (Sn, W) минерализация апогранитового и грейзенового типа, золоторудная минерализация золото-кварц-сульфидного (с турмалином) и золото-альбит-кварцевого (с турмалином) типов. Они сформированы в постгранитизационный (дорифейский) этап становления мигматито-гнейсовых куполов — апограниты и грейзены в высокотемпературный этап щелочного (натриевый) и кислотного метасоматоза, золоторудные кварцевые жилы, связанные с зонами кварц-хлоритового диафтореза. С метаморфизованными ультраосновными (метаультрабазитовые) и основными (метабазальтоидные) породами предполагаются перспективы обнаружения руд никеля, кобальта и др.

В докембрийских комплексах наряду с рудными концентрациями, обусловленными региональными процессами метаморфизма, возможны проявления металлогении этапа формирования протогеосинклинального пояса (колчеданные месторождения цветных металлов) или древних эпикратонных впадин (стратиформные свинцово-цинковые месторождения типа Брокен-Хилл), а также проявления меди, золота, свинца и редких металлов, сформированные под воздействием гидротермально-метасоматических процессов фанерозоя.

Наличие полиметаллических рудных тел в докембрийских образованиях в пределах площадей колчеданно-полиметаллических месторождений (Южный Карасан, Хандиза) свидетельствуют о распространении оруденения на глубину, и о том, что древняя метаморфическая толща, особенно хлорит-, кварц-серицитовые, кордиеритовые и другие сланцы, также перспективны на полиметаллическое оруденение. Примером оруденения наложенного типа служит скарново-гематит-ильвант-пирит-галенитовое проявление Бузурут-Макьянского скарнового поля, связанное с прослоями мраморизованных известняков среди гнейсов докембрия, прорванных гранитами Бахчинского массива.

Каледонский цикл в данном районе проблематичен; вероятно, он выразился в отраженной активизации докембрийской консолидированной структуры под воздействием каледонид Южного Тянь-Шаня. В сильно редуцированном виде здесь можно наметить ранний и средний его этапы.

В ранний этап развития этого цикла сформировались наложенные прогибы (впадины) в восточном обрамлении подзоны и накопился материал вулканогенных и осадочных формаций с угленосными горизонтами. В дальнейшем эти осадки были метаморфизованы в условиях низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев, теперь представлены разнообразными кристаллическими и графитистыми сланцами, песчаниками и амфиболитами.

К раннекаледонскому метаморфическому комплексу пород условно относится верхняя часть хандизинской свиты, в которой в

в графитистых сланцах Э. Д. Безуглов, А. Г. Кислицын и И. В. Кондаков (1972) обнаружили акритархии и микрофоссилии нижнего и среднего кембрия.

Эндогенное оруденение этого этапа не установлено.

На среднем и позднем этапе каледонского цикла Байсунская подзона испытывала значительные восходящие движения, и тогда вся территория представляла собой сушу. Процессы активизации выразились в формировании комплекса высокоглиноземистых гранитов, к которому условно можно отнести Вахшварский и Обинаурусский гранитоидные массивы. С ними связаны зоны грейзенизации с редкометальной олово-вольфрамовой минерализацией и зоны с повышенными концентрациями свинца и цинка (проявления Сурхантау I и Сурхантау II).

Герцинский период (D_2 —T) характеризуется усилением процессов отраженной активизации, особенно интенсивно проявившихся на раннем и позднем этапах.

Анализ мощностей и пространственного размещения палеозойского чехла свидетельствует о неравномерном его распределении и приуроченности к северному и южному полям герцинской активизации, представленным наложенными прогибами, возникшими под воздействием соответственно Южно-Гиссарской и Кугитангской зон. Центральная часть срединного массива играла роль стабильного ядра и в течение почти всего периода оставалась сушей (Панкратьев, Покровский, Михайлова, 1971).

Ранний этап (D_2 — S_2b_1) — формирование наложенных прогибов по периферии Байсунского блока; прогибание началось в девоне вдоль северной окраины. Образование карбонатных отложений в целом для подзоны в начале герцинского цикла не характерно и они фиксируются лишь в северной части Байсунтау, особенно на северо-востоке Каратегина, где известны проявления в них полиметаллов. На большей части Байсунской подзоны в это время в основном была суша.

В нижнем карбоне прогибание усиливается и формируется наложенный вулканический пояс (фрагмент краевого вулканического пояса, выделенного А. А. Богдановым, 1965), и в связи с ним кислые субмаринные вулканогенно-осадочные образования липаритовой формации. С ними тесно пространственно и генетически связаны месторождения семейства колчеданно-полиметаллических и серебро-полиметаллических формаций, определяющие главный металлогенический профиль подзоны.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение особенно интенсивно проявилось в пределах наложенных вулкано-тектонических структур, тяготеющих к субширотным разломам или узлам пересечения их с субмеридиональными. Эти ослабленные участки служили основными магмо- и рудоподводящими каналами. Наиболее крупные месторождения, в которых сосредоточены основные запасы свинца и цинка, расположены в зоне Хандиза-Беляуты-

Карасанского разлома. Характерно, что с удалением к югу от данного разлома резко уменьшаются размеры месторождений и отмечается некоторая дифференциация в распределении меди, свинца и редких элементов в рудах: уменьшается содержание меди и возрастает количество свинца и серебра. С приближением к Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоне, особенно в зоне Южно-Гиссарского краевого шва, отмечается повышение меденосности в колчеданно-полиметаллических месторождениях. То же наблюдается и в зоне Южно-Сурхантауского разлома, ограничивающего Байсунскую зону с юга.

Располагаясь в зонах субширотных разломов, колчеданно-полиметаллические месторождения, как отмечалось выше, пространственно связаны с вулкано-тектоническими структурами (Панкратьев, Михайлова, 1971). Наиболее распространены в данном регионе отрицательные вулкано-тектонические структуры. Они представлены изометричными или слегка вытянутыми вдоль зон субширотных разломов мульдами, которые разобщены участками докембрийских пород и гранитоидов среднего палеозоя. Большая часть из них относится к структурам длительного развития, сформированным в несколько вулканических циклов.

Среди отрицательных вулкано-тектонических структур по морфологическим особенностям с учетом существующих систематик вулкано-тектонических структур других регионов (Фремд, Рыбалко, 1972) в пределах подзоны П. В. Панкратьев выделяет: простые депрессии (простые очаговые кальдеры проседания — Чакчарская), ступенчатые грабен-синклинали (Хандизинская), линейные грабены (рифтоподобные депрессии — Южно-Сурхантауская), сложные депрессии (Диймалекская) и приразломные субвулканические пояса (Яккабагский).

При сравнении рудоносности этих вулкано-тектонических структур следует подчеркнуть в целом их специализацию на колчеданно-полиметаллический тип оруденения. Изменение количественного соотношения главных компонентов руд (свинец, цинк, медь, пирит, серебро и т. п.) связано с положением конкретной структуры в пределах подзоны (степень удаленности от Южно-Гиссарской зоны и т. п.) и степенью их эродированности. Морфогенетические особенности строения этих структур больше влияют на размещение оруденения внутри них, обуславливая определенные структурно-морфологические типы рудных тел. Так, своеобразную группу колчеданно-полиметаллических проявлений составляют Карамкуль и Шильхазор. Основная масса оруденения в них сосредоточена в ксенолитах известняков, находящихся среди глубоко эродированных крупных субвулканических выходов липаритовых порфиров и гранит-порфиров. В Хандизинском рудном узле наиболее богатые рудные тела локализуются по периферии вулкано-тектонической структуры в сокращенных частях разреза и широко представлены гидротермально-осадочными кол-

чеданно-полиметаллическими рудами. Особенность Яккабагской рудной зоны заключается в том, что наряду с карбонатными и пирокластическими породами рудовмещающими являются породы внутрижерловой фации, в которых локализуются пирит-галенит-сфалеритовые руды. В Южно-Сурхантауской рудной зоне наряду с колчеданно-полиметаллическими рудами значительно распространены медно-колчеданные в связи с развитыми здесь спилит-диабазовыми толщами.

Из особенностей пространственного размещения оруденения следует отметить также зональность вокруг центров вулканической активности. При этом рудная зональность сочетается с метасоматической зональностью изменения вмещающих пород. Более высокотемпературные парагенезисы сменяются низкотемпературными в периферических и верхних частях структур (Панкратьев и др., 1971). Так, в Кызылдарьинском рудном узле в ареальной части вулканической постройки по фельзит-порфирам и кварцевым порфирам развиты поля пиррофиллитов. В некотором удалении пиррофиллиты сменяются серицитовой фацией вторичных кварцитов и березитами с колчеданно-полиметаллической минерализацией, примером которой могут служить рудопроявления Вуары и Чекмень-Куйды. Далее по периферии постройки развиты кварц-анкеритовые метасоматиты с барит-анкерит-галенитовой минерализацией (Уолсах, Апжур). Зональное размещение метасоматитов и минерализаций характерно также для Чакчарского, Хандизинского и других рудных полей.

Главными стратиграфическими уровнями колчеданного рудообразования, по данным П. В. Панкратьева, являются уровни формирования карбонатного (или доломитового) и известковисто-алевролитового горизонтов средневахшиварской свиты и разнообломочных туфов и туфогенно-кремнистых пород нижних горизонтов верхневахшиварской свиты.

С ранним этапом герцинского цикла связано также формирование в зонах глубоководных Южно-Гиссарского и Южно-Сурхантауского разломов серпентинизированных ультраосновных пород нижнекарбонатового возраста (Кундаджувазский, Захчинский, Иргайликский штокообразные массивы), с которыми ассоциирует сульфидно-никелевая, хромитовая и акцессорно-платиноидная минерализации.

Средний этап ($C_2^2 - C_3$) характеризуется образованием карбонатно-терригенных отложений сагдорской и алячапанской свит. Интрузивные комплексы этого возраста, широко развитые в Южно-Гиссарской зоне, представлены небольшими трещинными телами гранитоидов в основном вдоль границы с ней и являются наложенными. Главную практическую ценность здесь в связи с ними могут представлять скарново-магнетит-галенит-сфалеритовая и скарново-олово-шеелитовая формации, проявления которых известны в северной части гор Байсунтау (Хурсантаг, Мезакигоу и др.).

Поздний этап (P₁) проявился в формировании молассовых отложений и разломов северо-восточного простирания и связанных с последними поясов даек и малых порфировых интрузий гранитоидов. Со штокообразными гранит-порфировыми интрузиями ассоциируют проявления кварц-полиметаллической и кварц-халькопиритовой формаций, сходных с медно-порфировой (по И. Х. Хамрабаеву). С дайковыми комплексами связаны кварц-барит-галенитовые и кварц-барит-флюорит-полиметаллические проявления.

В этом отношении наиболее отчетливо выделяется Восточно-Сурхантауская рудная зона, являющаяся лишь звеном единого позднегерцинского трансрегионального пояса, который может быть продолжением Кураминского. Вероятно, следует обратить внимание на возможную висмутоносность Восточно-Сурхантауской рудной зоны, тем более, что отдельные проявления медно-висмутовой минерализации в этом районе имеются.

Таким образом, интенсивность процессов тектоно-магматической активизации отдельных этапов герцинского цикла для различных участков региона была не одинакова. Во внешней зоне (переходная в Южно-Гиссарскую) одинаково интенсивно проявились вулканические и плутонические формации, что привело к пространственному совмещению полиметаллической и редкометальной зон.

Ближе к центральной части подзоны доминируют вулканы нижекарбонной липаритовой формации начальной стадии наложенной эвгеосинклинали. Здесь интрузивные тела среднего этапа проявлены слабо в виде проникающих по разломам в глубь подзоны дайкообразных тел диоритов и сиенито-диоритов, реже интрузий гранитов и т. п.

Такое проявление продуктов магматизма обусловило неравномерное распределение связанных с ними формационных типов рудных месторождений. Более пестрый состав месторождений во внешней зоне (и особенно северный ее край) и сравнительно однообразный — во внутренней.

Исходя из сказанного, особое внимание следует обратить на северную внешнюю часть подзоны (между Южно-Гиссарским и Хандиза-Бельтаута-Карасанским разломами), где возможны находки крупных колчеданно-полиметаллических месторождений, а также проявлений (в Северном Байсунтау) олово-молибден-вольфрамовых руд.

Каршинская и Кемеренкумская металлогеническая подзоны, совпадающие с Бухарской, по данным Х. Узакова, характеризуются распространением кристаллических сланцев силура и карбонатных пород девона, местами перекрытых эффузивно-пирокластическими образованиями нижнего карбона и терригенными среднего карбона, прорванными гранодиорит-гранитовым комплексом верхнекарбонно-нижнепермского возраста. Все отложения местами перекрыты вулканогенно-осадочными породами пермского

возраста и терригенными грубообломочными породами верхней перми.

По аналогии с Байсунской подзоной и частично с Южно-Гиссарской здесь можно ожидать проявления колчеданно-полиметаллического оруденения в связи с контрастной базальт-липаритовой формацией силура, стратиформных свинцово-цинковых месторождений свинца и цинка — с девонскими карбонатными отложениями, колчеданно-полиметаллических руд — с кислыми эффузивами нижнего карбона, и, наконец, флюорит-полиметаллического оруденения — с кислыми вулканитами перми.

Амударья-Кугитангская металлогеническая зона

Расположена на границе областей развития герцинских и альпийских структур. Последние являются частью Средиземноморского орогенического пояса (Тетис), распространяющегося на Памир и Копетдаг.

Такая позиция сказалась в том, что субширотные герцинские структуры фундамента перекрыты субмеридиональными и северо-восточными структурами покровных мезозой-кайнозойских отложений. Однако эти соотношения устанавливаются лишь в районе Кугитангтау (Кугитангская подзона), где находится единственное «окно» в породы фундамента.

В пределах зоны выделяются три подзоны: Кугитангская, охватывающая большую часть Таджикской депрессии и район Дангузсырт на западе, Фарабская, в пределах восточной части песков Центральных Каракумов (Сундукли, Шишютюр, Келифский узбой) и Мешеклинская — восточная часть Заунгузских Каракумов.

Геологическое строение всех трех подзон весьма сходно. В них развиты две группы комплексов — архейские и верхнепалеозойские. Архейские представлены мигматит-гнейсовым комплексом, на котором непосредственно залегают карбоновые образования. В Кугитангской подзоне последние представлены известняково-песчаниково-кварц-порфировым (C_1), сероцветным известняково-глинисто-песчаниковым (C_2) и гранодиорит-адамеллитовым (C_2) комплексами. В Фарабской подзоне к ним добавляются нижнепермские диабазово-конгломерато-песчаниковый и конгломерато-песчаниково-кварц-порфировый комплексы, а в Мешеклинской подзоне из карбоновых известен лишь гранодиорит-адамеллитовый (C_2), на котором с перерывом залегают отмеченные выше нижнепермские комплексы.

Для всей Амударья-Кугитангской зоны характерно слабо дифференцированное магнитное поле средней интенсивности. При этом магнитные аномалии совпадают как с гравитационными максимумами так и с минимумами.

В Кугитангской подзоне известные месторождения концентрируются в нижнекарбонном, средне-верхнекарбонном и юрском структурных ярусах и являются результатом проявления среднего и позднего этапов герцинского и альпийского металлогенеза.

Здесь развиты формации редкометалльных (касситеритовые и молибденитовые) пегматитов (Пегматитовый выход), скарново-магнетит-гематитовая (Тиллякан, Чуянкан, Шершаит), кварц-шеелит-вольфрамитовая (Чуянкан), скарново-олово-полиметаллическая (Заккан) формации и другие (Панкратьев и др., 1971; Юлдашев, 1974 и др.).

Формирование скарново-магнетит-гематитового Чуянканского и других рудопоявлений Восточного Кугитанга в целом связано с гранодиорит-адамеллитовым комплексом (C_2). Для некоторых из них Н. П. Поддубный (1968) намечает отчетливую связь с определенными фазами внедрения. Так, скарново-железорудные и кварц-шеелит-вольфрамитовые рудопоявления разделены временем проявления четвертой фазы интрузий гранит-порфиров.

Большое металлогеническое значение в Восточном Кугитанге имеют проявления кварц-касситерит-сульфидной формации. По данным А. З. Юлдашева и др., оруденение локализуется в узлах пересечения зон разломов субмеридионального и северо-западного простирания в гранитах и накладывается на докембрийские сланцы, гранит-порфиры, гранофиры, скарны (Янгикан, Чуянкан, Малайлы). Этот тип оруденения требует дополнительного изучения, так как является одним из перспективных в данном регионе.

Наряду с упомянутыми формациями для герцинского цикла и, в частности, позднего его этапа характерны кварц-барит-флюорит-галенитовая формация, сходная с подобными формациями Кураминской и Южно-Гиссарской подзоны. Она представлена полем флюоритовых жил в западном контакте Кугитангской интрузии с кварцево-слюдистыми сланцами (аСп). Основная масса флюоритовых жил и самые значительные из них по размерам залегают в гранитах. Отмечаются они и в зонах дробления метаморфических сланцев на контакте с гранитами, где флюорит цементирует обломки вмещающих пород. Мелкие прожилки и гнезда иногда встречаются в метаморфических сланцах. Флюоритовые жилы пространственно тяготеют к участкам наибольшего распространения диабазовых даек и штоков кварцевых порфиров, прорывающих граниты, и по простиранию прослеживаются на 150—200 м.

Отличительной особенностью Кугитангской подзоны и Амударья-Кугитангской зоны в целом является довольно широкое проявление (на западном склоне гор Кугитангтау и в горах Копет-Даг) альпийских низкотемпературных свинцово-цинковых и ртутных проявлений, не имеющих видимой связи с магматизмом. Их формирование обусловлено влиянием альпийской геосинклинальной области, обрамляющей рассматриваемую металлогеническую

зону с юга и частично накладывающуюся на герцинские структуры.

В этом отношении эти проявления можно параллелизовать с телетермальными проявлениями Западной Европы.

Кугитангское и копетдагское проявления локализованы соответственно в отложениях верхней юры и нижнего мела и контролируются разрывными нарушениями II и III порядков. По данным К. К. Карабаева (1973), ртутная минерализация Западного Кугитанга генетически связана со свинцово-цинковыми телетермальными месторождениями.

Фарабская и Мешеклинская металлогенические подзоны полностью перекрыты мезо-кайнозойскими образованиями. По геофизическим данным, их геологическое строение и, по-видимому, возможная металлогеническая специализация сходны с Кугитангской подзоной.

Султан-Увайский металлогенический узел

Геологическое строение и развитие узла весьма сложное, что связано с его особым положением на стыке трех крупных структурных единиц: Урала, Донбасса и Тянь-Шаня.

Узел характеризуется развитием архей-нижнепротерозойской (?) метаморфической толщи, сложенной амфиболитами, слюдистыми и кремневидными кварцитами, слюдисто-полевошпатовыми микрогнейсами с прослоями и небольшими линзами актинолит-полевошпат-биотитовых, тремолит-актинолитовых, плагиоклаз-актинолитовых и других сланцев и мраморов. Нижне-среднепротерозойские породы подвергнуты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и представлены амфиболитами, габбро-амфиболитами, габбро-мигматитами.

Образования рифея — углисто-кремнистые сланцы, микрокварциты, хлорито-кремнистые сланцы, а венда — известковистые алевролиты, неритмично чередующиеся кремнистые и кварц-серицитовые сланцы с прослоями углисто-кремнисто-серицит-хлоритовых и известково-слюдистых сланцев.

Развиты верхнесилур-среднедевонские биотитовые гнейсы, микрогнейсовые кристаллические сланцы, мраморы (в нижней части) и переслаивающиеся сланцы и известняки (в верхней части) с различной степенью метаморфизма; верхнеэфельско-верхнедевонские известковистые, глинисто-, углисто-кремнистые и филлитовидные сланцы, известняки, алевролиты, туфогенные алевролиты и туфы диабазовых порфиритов.

Нижний карбон характеризуется диабаз-андезитовым типом разреза (порфириты, диабазы, их туфы и туффиты с линзами и прослоями туфогенно-карбонатных сланцев и кварцитов; встречаются кварцевые порфиры и альбитофиры). Отложения других подразделений верхнего палеозоя в пределах металлогенического узла не установлены.

Тектоническое строение металлогенического узла сложное, чешуйчато-складчато-блоковое, а тип земной коры, по И. Х. Хамрабаеву (1974), уральский с фемическим профилем рудно-магматического комплекса.

Металлогению узла, которая определяется рудными процессами, главным образом герцинского тектоно-магматического цикла, описывали Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев, Я. С. Висьневский, В. Г. Гарьковец, А. А. Кулеш, Л. В. Коган, Л. З. Палей, Н. И. Борозенец, Б. Б. Баранов, К. М. Кромская, С. С. Шульц (мл.), А. А. Кустарникова, Х. Р. Рахматуллаев и др.

Узел по характеру проявления рудно-магматического профиля и в целом по составу и строению четко разделяется на три металлогенические подзоны: восток-северо-восточную (или Менажатская), центральную (собственно Султан-Увайская) и запад-юго-западную (или Шейхджейлинская). Границей первых двух, по С. С. Шульцу (1972), служит Султанбобинская зона разломов запад-северо-западного простирания, а последних — субмеридиональный Урусайский глубинный разлом.

Менажатская металлогеническая подзона в структурном отношении характеризуется одноименным синклинорием. Он сложен, по С. С. Шульцу (мл.), двумя аллохтонными пластинами — **нижней терригенно-карбонатной** (Казансайский аллохтон), и верхней, слагающей ядерную часть синклинория (Каратауский, офиолитовый аллохтон). Синклинорий осложнен рядом антиклинальных (Ахимбетская, Аксайская, Кахралисайская и др.) и синклиналильных (Каратауская, Ащенинтауская и др.) складок.

Казансайский аллохтон сложен гранат- и магнетитосодержащими биотитовыми и двуслюдяными гнейсами (кахралисайская свита), роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, а также мраморами и гнейсами с прослоями мраморов (казансайская свита). Последняя согласно с постепенным переходом перекрывает кахралисайскую и, в свою очередь, несогласно перекрывается эффузивами (кварцевые альбитофиры, альбитовые порфиры, туфы) ащенинтауской свиты.

Каратауский офиолитовый аллохтон сложен серпентинитами, габбро-амфиболитами, меланократовыми амфиболитами и амфиболлизированными диабазами с прослоями кварцитов (каракудукская свита). Последняя и ащенинтауская свиты, согласно А. А. Кустарниковой, отождествляются с шейхджейлинской.

Металлогенический облик подзоны типичен для офиолитовых поясов Урала. Это месторождения талькового камня, обогащенного рутилом и апатитом (Зиннелбулакское и др.), проявления силикатно-никелевой с кобальтом, антофилит-асбестовой, хромитовой формаций, приуроченных к Каратауской офиолитовой полосе. Известны также мелкие проявления полиметаллов, золота и ртути, характерные для среднего и позднего этапов развития герцинского тектоно-магматического цикла. Возможно обнаружение проявлений кварц-золоторудной, листовит-золоторудной, листве-

нит-киноварной и кварц-полиметаллической формаций. Общая перспективность подзоны на никель, кобальт, хром и некоторые другие компоненты пока до конца не выяснена.

Султан-Увайская металлогеническая подзона в тектоническом отношении представлена Султанувайским антиклинорием, сложенным, в основном, протерозойскими и девонскими отложениями терригенной и кремнисто-сланцевой фтанитовой формаций султанувайской и джамансайской свит, с герцинским Актауским гранитоидным интрузивом в ядре.

В плане антиклинорий имеет коленообразно изогнутую форму, меняя простирание от субширотного на юго-востоке до субмеридионального на северо-западе, представляя фрагмент изгиба в районе сочленения двух крупных структур. — Урала и Тянь-Шаня. Антиклинорий осложнен рядом антиклинальных (Султанувайская, Дарбазинская, Южно-Джамансайская, Джамансайская, Бешмазарская и др.) и синклинальных (Тебинбулакская и др.) складок, ядра которых часто сложены интрузивными породами среднего, субщелочного или основного — ультраосновного состава.

По типу земной коры данная подзона отвечает фемическо-сиалическому профилю рудно-магматического комплекса.

С магматическими комплексами раннего этапа герцинского цикла (Тебинбулакский, Джамансайский основные и ультраосновные массивы) связаны месторождения магматогенной титано-магнетитовой формации (Тебинбулакское) с сопутствующими акцессорными элементами — платиноидами, ванадием, золотом.

Со средним этапом с интрузивными образованиями гранодиорит-гранитного комплекса (Актауский, Дарбазинский и Кахралысайский массивы), связаны рудопроявления пегматит-касситерит-редкометальной с редкими землями (Гранатная фабрика и др.) и апогранитово-шеелитовой формаций.

Поздний этап проявлен слабо и представлен мелкими штоками и дайками основного и субщелочного состава. Рудные процессы данного этапа трудно отделимы от рудных процессов среднего. В отношении возраста оруденения есть данные, указывающие на догранитоидные (Актауский) (Л. З. Палей, Н. Н. Борозенец, Х. Р. Рахматуллаев), послегаббровые (Тебинбулакский) и последайковые кварц-золоторудные проявления (Х. Р. Рахматуллаев). Поэтому в настоящее время можно говорить о связи проявлений полиметаллов, а также кварц-пирит-арсенипирит-золоторудной (Джамансайское и др.) и лиственит-полисульфидно-золоторудной формаций с магматической деятельностью среднего и позднего этапов герцинского тектоно-магматического цикла в целом. Кроме того, подзона характеризуется своей марганцевоносностью. Зоны и участки марганцевого оруденения приурочены главным образом к средней части разреза джамансайской свиты, к ее эффузивной диабаз-спиллитовой пачке (Я. С. Висьневский, А. А. Кулеш, Л. Б. Коган, А. Ф. Свириденко, А. А. Кустарникова, А. В. Каюмов, С. С. Шульц (мл.). Генезис марганцевого оруденения, по

мнению А. Ф. Свириденко, А. А. Кустарниковой (1966), С. С. Шульца (1972), туфогенно-осадочный.

Шейхджейлинская металлогеническая подзона. Характеризуется широким развитием вулканогенных пород диабаз-андезитового состава с субвулканическими образованиями габбро-диабазов, диоритов (шейхджейлинская свита). Эти породы слагают крупный Шейхджейлинский синклиниорий (горы Шейхджейли, Зенгибобо и др.), западное крыло которого осложнено Куянчикской антиклиналью меридионального простирания, а ядро состоит из известняков Куянчикской свиты. Сходное строение имеет Джумуртауская антиклиналь (на левом берегу Аму-Дарьи) меридионального простирания. Ядро ее слагают среднедевонские известняки и согласно перекрывающая их тонкослоистая граувакковая песчано-сланцевая пачка, по мнению С. С. Шульца (мл.), формационно очень напоминающая верхнедевонскую Зилаирскую свиту Урала. Вверх по разрезу на обоих крыльях антиклинали с тектоническим несогласием залегают вулканиты Шейхджейлинской свиты. Тип земной коры подзоны относится к фемическому профилю рудно-магматического комплекса. Металлогения подзоны определяется исключительно широко развитыми вулканогенными формациями с субвулканическими телами основного и среднего состава, с которыми связаны медно-колчеданные с золотом и цинком и золото-рудные проявления.

В пределах вулканитов известны многочисленные крупные древние выработки со следами медной, цинковой и золотой минерализации (И. Х. Хамрабаев, Х. Р. Рахматуллаев, А. А. Кустарникова). Эта же минерализация отмечается в порфириодах и эффузивах Урусайской зоны разломов и др. (С. С. Шульц (мл.), А. А. Кулеш, Л. В. Коган, Х. Р. Рахматуллаев и др.)..

Перспективы этой подзоны не выяснены, но здесь возможно обнаружение медно-колчеданных (с золотом и цинком) месторождений Уральского типа (В. Г. Гарьковец, И. Х. Хамрабаев, И. Х. Хамрабаев, Х. Р. Рахматуллаев и др.), а также проявлений кварц-полисульфидно-золоторудной формации, связанных с магматической деятельностью среднего и позднего этапов герцинского тектоно-магматического цикла.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ВЫВОДЫ И ЗАДАЧИ БУДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изложенный выше материал позволил рассмотреть распределение эндогенных месторождений полезных ископаемых по этапам, геологическим эпохам и этапам, поставить вопрос о зависимости специфики их состава и распределения от особенностей строения земной коры и характера магматизма, рассмотреть и попытаться проанализировать особенности распределения оруденения по тектоническим структурам разных порядков. Поэтому авторы сочли возможным предложить свой вариант металлогени-

ческого районирования, поставить и рассмотреть некоторые генетические вопросы и, наконец, наметить основные направления и задачи будущих исследований.

Распределение оруденения по эпохам и этажам

Как видно из фактического материала, приведенного в работе, все исследователи отмечают основное значение герцинской металлогении в Урало-Тяньшаньском металлогенетическом поясе как структуре герцинской складчатости, хотя некоторые авторы (Е. Д. Карпова, К. Б. Ильин, А. К. Бухарин) одну из наиболее богатых составляющих его, а именно Кураминскую подзону, считают областью каледонской складчатости с наложенной герцинской металлогенией. Металлогения более ранних и поздних эпох имеет два аспекта. С одной стороны, — явно меньшая изученность их рудоносности, особенно докембрия, металлогения которого с общетеоретических позиций, а также по отдельным отрывочным данным может оказаться достаточно перспективной. Надежды на крупные концентрации металлов эндогенного происхождения в молодые эпохи (киммерийская, альпийская) для рассматриваемой территории по-видимому, небольшие, прежде всего в силу практической амагматичности этих эпох.

Второй аспект касается чисто дискуссионных моментов, особенно возраста месторождений, например, таких важных для региона как Мурунтау и др., так называемого «кызылкумского» типа, по В. Г. Гарьковцу. Это влечет за собой вопрос об источнике рудного вещества, соотношении сингенетичных и последующих эпигенетических концентраций роли эндогенных процессов. Этот вопрос разработан для всех стратиформных (или стратифицированных) месторождений мира, хотя месторождения этого типа имеют возрастающее значение в сырьевом балансе. В большинстве случаев генезис их (А. Д. Щеглов, 1976 и др.) считается полигенным. Не выяснена же верхняя граница магматизма герцинского цикла и возраст некоторых конкретных проявлений магматизма, например, щелочных пород, особенно щелочных базальтоидов связанной с ними металлогении.

Из-за отсутствия достаточного количества данных по точной датировке возраста рудных образований много спорного по-прежнему остается и в возрастном распределении месторождений внутри циклов, в том числе главного — герцинского. Здесь издавна, особенно в Кураминской подзоне, борются две тенденции — многоэтапного и одноэтапного промышленного оруденения, приуроченного, по мнению сторонников второй точки зрения, к заключению цикла. Авторы работы — сторонники первой точки зрения.

Таким образом, развитие рудного процесса можно рассматривать в двух направлениях. Одно — это формальная приуроченность рудных концентраций к последовательным стратиграфическим или тектоническим единицам (этажи, ярусы), строящаяся на

объективных статистических материалах. Другое — эволюция рудного процесса по эпохам и внутри них, где неизбежен некоторый субъективизм трактовок из-за недостаточности объективных критериев.

По первому вопросу имеется много сводок и публикаций, как в целом для Узбекистана, так и для отдельных регионов и зон («Глубинное строение земной коры Узбекистана», т. I и др.). По этим материалам, а также с учетом распределения разведанных запасов, обращает на себя внимание приуроченность главных концентраций золота к нижним частям разреза обнаженной части земной коры, представленным, преимущественно, значительно метаморфизованными терригенными и эффузивными образованиями (докембрий и начало палеозоя). Основные концентрации свинца и цинка приходятся на средние части разреза (карбонатные породы девона—карбона), а флюорита — на верхние (эффузивные и интрузивные породы перми). Вольфрам, олово и редкие металлы локализируются в позднегерцинских интрузиях и их контактовых зонах, представленных в экзоконтактах породами каледонского и герцинского этажа (силур — карбон). Эта общая тенденция согласуется в целом с общепланетарной. Однако очень крупные концентрации свинца, цинка, серебра и редких металлов известны в мире и в докембрии. В нашем регионе также уже определена вольфрамоносность локализованных в докембрии золотоносных жил, известны проявления свинцово-цинковой минерализации в докембрии Гиссара и Чаткала, которую можно расценивать как индикаторную. Таким образом, имеющаяся картина баланса различных руд по этажам и ярусам может быть значительно изменена.

В металлогенической специализации эпох намечаются следующие основные моменты.

Кеноренский и сфено-карельский циклы представлены преимущественно мигматит-гнейсами и амфиболито-гнейсовыми комплексами, формировавшимися, видимо, в геосинклинальных условиях, сопровождающихся редкими телами метабазитов и палингенных гранитов. С ними связывают хром-никелевые рудопроявления (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. М. Мирходжаев и др.), а также сингенетичные, главным образом рассеянные накопления меди, золота, вольфрама и других редких металлов, которые могли сыграть существенную роль в последующих процессах рудообразования, что необходимо учитывать при металлогеническом анализе.

Для байкальского цикла обратим внимание на выявленную специализацию сингенетичного типа на V, Fe, W, P, F, редкие щелочи в вендской осадочно-вулканогенной толще Чаткала и трахибазальтах, связанных с процессами «активизации». Некоторые из них (флюорит и др.) могут представлять практический интерес.

Каледонский цикл характеризуется, с одной стороны, накоплением сингенетичных концентраций и др., связанных с углеродисто-кремнистыми отложениями, марганцевым оруденением вулка-

ногенно-осадочного типа в Южном Тянь-Шане, а также минерализацией, связанной с нижнедевонской вулканоплутонической ассоциацией — медно-колчеданное с Au (Гиссар), редкометальное (Курама), а также накоплением рассеянных концентраций Cu, Au и др., вероятно, сыгравших большую роль в последующем формировании таких объектов как Алмалык и др. Потенциальные металлогенические возможности эпохи требуют дальнейшего исследования.

Герцинский цикл — определяющий во всех зонах на весь главнейший для региона комплекс металлов: W, Cu, Pb, Sn, Ag, CaF₂, Bi, Fe и др., что в значительной степени объясняется, как уже указывалось, тем, что это пояс герцинской складчатости, хотя в его продуктивности сыграли роль и все предыдущие эпохи.

Киммерийский и альпийский циклы во многом спорны, но в общем их профиль (пока преимущественно рудопроявления) — CaF₂, полиметаллы.

Особенности строения земной коры и металлогения

Этот вопрос поставлен и интенсивно разрабатывается в ИГиГ АН УзССР (И. Х. Хамрабаев, Е. М. Бутовская и др.). Его современное состояние освещено в трех монографиях. В настоящей работе мы касаемся его косвенно при характеристике металлогенических и рудных зон. Можно лишь повторить, что И. Х. Хамрабаев выделяет области с уральским (фемический профиль рудномагматического комплекса), кураминским (сиалически-фемический профиль рудномагматического комплекса), южно-тяньшаньским (сиалический профиль рудномагматического комплекса) и депрессионным (с увеличенной мощностью осадочного чехла и сиалически-фемическим профилем рудномагматического комплекса) типами земной коры. При описании металлогении областей и зон мы подчеркивали геохимические особенности их магматизма (особенно по железистости), различный характер геофизических аномалий и др. Наряду с этим в причинной связи этих явлений еще много неясного, часто не расшифрованы границы «базальтового» и «гранитного» слоев и т. д. Большое внимание при оценке рудности мы уделяли неоднородностям строения земной коры (Е. М. Бутовская), вторжениям высокоскоростных пород в верхние горизонты, хотя наблюдения для такой территории пока единичны.

Определенную роль в положении границы играют перегибы и локальные подъемы. Например, наиболее крупные месторождения в Южном Тянь-Шане сосредоточены не на самых больших глубинах границы М (Алай 55—60 км), а на глубине 40—45 км, причем грубо на пеперечно-субмеридиональной или северо-восточной линии. Центральная часть Кураминской подзоны с местным прогибом М в местах наиболее высоких гор служит своеобразным перерывом в размещении крупных концентраций в рудных зонах

многих металлов (Ахмеров, 1976 и др.). Причина этого также не выяснена.

В крупном тектоническом плане центральная часть Средней Азии (юго-восточная часть Урало-Тяньшаньского пояса) представляет собой сложную гетерогенную структуру с пластичной, типично геосинклинальной центральной областью и жестким обрамлением, с глубокими шовными структурами типа «авлакогенов» (или древних зон Беньофа?) с офиолитами по границам. Каждая из этих структур имеет особенности строения земной коры, тектоники, магматизма и соответственно свой профиль и характер распределения эндогенных полезных ископаемых.

Отсутствие на описываемой территории классических платформ (не считая краевого выступа) и щитов привело к отсутствию классических крупных месторождений карбонатитового, апатитового, редкоземельного и медно-никелевого профиля. В отличие от Урала — другого конца пояса, представляющего свою металлогеническую провинцию, на нашей территории нет крупных железорудных и медноколчеданных месторождений.

Приводим основные металлогенические отличия наиболее крупных структур.

Жесткие структуры — Срединномассивная область на севере и Каракумо-Таджикская на юге. У них близкий металлогенический профиль: полиметаллы, флюорит, медь, золото и др. Сходны также мозанчно-блоковое распределение оруденения, приуроченность к вулкано-тектоническим постройкам, поскольку в обеих областях «ареалами прослеживаются вулканоплутонические пояса» среднего карбона и пермский поперечный северо-восточный пояс тектоно-магматической активизации (?). Но есть и принципиальные отличия. В Срединномассивной области мы наблюдаем непрерывный разрез осадочно-магматических формаций от докембрия до перми и соответственно более богатую, разнообразную и разновозрастную металлогению. Классического крупного перерыва здесь нет (не считая местных, например, предакчинскую) и поэтому сложен вопрос отнесения рудной металлогении к орогенным процессам или процессам активизации.

В Каракумо-Таджикском массиве на докембрийское основание и проблематичные каледониды (А. В. Покровский) ложатся герцинские эффузивно-осадочные толщи (субмаринная липаритовая формация и др. со значительным колчеданно-полиметаллическим оруденением (C_1 — Хандиза и др.). Другое промышленное оруденение только намечается — флюорит, олово и др. Таким образом, в первой структуре наиболее разнообразный набор геологических формаций и многократный магматизм. По-видимому, этим и объясняется богатый спектр металлов: Pb, Zn, Cu, CaF_2 , Bi, Au, Ag, Fe и др. и многократное повторение их концентраций во времени. Преобладают формации приповерхностного и гипабиссального типа (соответственно вулканоплутонический ареал), но есть и более глубинные.

Выделение отдельных металлогенических зон и подзон внутри жестких областей обусловлено как и везде спецификой геологического развития, геологическими формациями, отдельными блоками, иногда отличиями в строении земной коры и др. Так, в Срединно-Тяньшаньской области в выделении Курамино-Ферганской зоны помимо набора геологических формаций, сыграла роль особая ее рудонасыщенность в Кураминской подзоне, которую можно объяснить положением на пересечении ранне-, средне- и позднегерцинских рудных поясов. Специфична она и интенсивным магматизмом.

Кассанская подзона отличается переходным характером геологических формаций и особенностями металлогении (Sb, Au), сближающими ее с Южным Тянь-Шанем.

Каратау-Нарынская металлогеническая зона в отличие от Курамино-Ферганской значительно менее «магматична», но насыщена продуктивными карбонатными формациями, что и привело к сосредоточению здесь крупных «телетермальных» и колчеданоподобных полиметаллических месторождений.

Учкулач-Гузанская металлогеническая зона сходна с Каратау-Нарынской по набору карбонатных формаций и относительно малому интрузивному магматизму, но богата эффузивными постройками. Поэтому здесь больше колчеданоподобных руд, но присутствуют те же стратифицированные руды.

Остальные подзоны области попадают на закрытые территории и металлогения их дается фактически по геофизической расшифровке геологических формаций и данным скважин. Перспективы оцениваются по аналогии, особенно в участках проявления ареальных фрагментов вулканоплутонических поясов и потенциальной рудности докембрия, который особенно широко выходит в центральной части области. Подчеркнем общую «симметрию» структуры с центральным почти амагматичным поднятием (Сырдарьинская подзона) и максимагматичными краями, но с несколько различным характером металлогении подзон: Кураминской — с «тяньшаньской» металлогенией и Бельтауской, приближающейся по рудно-магматическому профилю, как известно, к Уральской провинции.

Металлогенические зоны имеют различную конфигурацию, многие неправильной формы, близки к изометричным, что характерно для жестких структур.

Рудные зоны внутри них также часто неправильной формы, изометричны, кольцевые в связи с блоками и вулканокупольными структурами или вытянутые вдоль разломов и характеризуются в соответствии с разновозрастностью различным простиранием. Наиболее характерны северо-западные структуры, близкие к меридиональным (карбоновые), и северо-восточные, более поздние (пермские).

Геосинклинальные — «пластичные» структуры, представленные Южным Тянь-Шанем, имеют отчетливо линейную форму, в

основном субширотную с перегибом на северо-западные. Эту форму наследует и большинство металлогенических зон, совпадающих с чередующимися антиклинориями и синклинориями и разделенные протяженными линейными разломами. Здесь выделяется с севера на юг шесть металлогенических зон. Две крайние с обеих сторон окаймляются шовными структурами с офиолитами. Остальные являются центральными и объединяются в две группы. Северная имеет (по О. М. Борисову) амфиболо-гнейсовое основание, южная — гранито-гнейсовое. В северной преобладает терригенный тип разреза, в южной — много карбонатов.

Характеризуя эту металлогеническую область, отметим меньший, по сравнению со Средним Тянь-Шанем, набор образующих промышленные месторождения металлов, их разновозрастность, соответствующую формированию гранодиорит-гранитового комплекса C_3 — P_1 . Исключение составляют досреднекарбонные рудопроявления, связанные с мафитами и ультрамафитами, экзотические указания на каледонскую металлогению. Остается спорной и возрастная принадлежность главной массы руд в золото-рудных объектах так называемого «кызылкумского типа» (по В. Г. Гарьковцу).

Наряду с этим, как и для жестких структур, мы не отрицаем длительности и преемственности накопления рудных концентраций за всю геологическую историю развития геосинклинальной структуры.

Внутри геосинклинальной области отмечается отчетливая латеральная зональность, грубо соответствующая направлению изменений изолиний границы M с погружением на восток до 50—55 км и воздыманием на западе к Уралу до 35—40 км.

Меняется и магматизм. На востоке, кроме нескольких малых выходов интрузий C_3 — P_1 , распространены интрузии повышенной кислотности и щелочности ($P?$). По направлению к западу увеличивается количество батолитоподобных тел гранодиорит-гранитового комплекса C_3 — P_1 . Если судить по выходам на поверхность, максимумы их грубо ложатся на линии поперечных структур, к которым приурочены и максимумы концентраций обнажающихся месторождений. С востока на запад меняется спектр металлов, образующих концентрации. На востоке преобладают рудные зоны с золото-редкометальным (Sn , TR) оруденением, сурьмой и ртутью, в центральной части — золото-вольфрамовые с ртутью и сурьмой, а на западе, в районе Кызылкумского поднятия, главным образом его обрамления — золотые с сопутствующим вольфрамом и постепенно убывающими ртутью и сурьмой.

Характерно, что максимумы цепочек наиболее крупных месторождений соответствуют не самому глубокому положению границы M , а находятся где-то на изолинии 40—45 км, образуя поперечные структуры с максимальными выходами меридионального или север-северо-восточного простирания. Они, по-видимому, фиксируют перегибы в глубинных поверхностях раздела, либо глубокие скрытые разломы фундамента.

Касаясь общей металлогенической характеристики отдельных металлогенических зон, отметим следующее. Группа узких шовных структур с офиолитами несет соответственно (пока непромышленное) железо-хром-платиноидное оруденение. Имеются проявления свинца, цинка и некоторых других металлов, развитых в смежных зонах жестких срединномассивных структур.

В северной полосе области группа металлогенических зон (Букантауская, Северотамды-Южноферганская, Нуратино-Туркестанская) характеризуется в основном золотым с сопутствующими металлами оруденением, а южная (Зеравшано-Гиссарская, Южно-Гиссарская) — вольфрамовым с сопутствующими редкими металлами и т. д.

Как уже говорилось, тут могли сыграть роль разный фундамент, преимущественно терригенный состав северной и существенно карбонатный южной части области. Некоторые исследователи считают, что гранитоиды северной части — продукты несколько более ранних фаз (или формации) и более натровые (Бокалинский и другие интрузивны). Окончательно этот вопрос еще не решен.

Генетический тип формаций в области преимущественно высокотемпературный (пегматитовый, грейзеновый, скарновый). Соответственно и главные промышленные месторождения в основном скарновые и высокотемпературные гидротермальные, реже более низкотемпературные.

Некоторые генетические вопросы

Авторы, наследуя петрометаллогеническое направление, заложенное Х. М. Абдуллаевым и развиваемое затем группой И. Х. Хамрабаева, признают ведущую роль в образовании месторождений магматизма, от чего во многом зависит специфика областей и зон, например, базальтоидного или смешанного происхождения магматизма жестких структур и существенно корового — геосинклинальных. Разработаны и более узкие критерии (Хамрабаев, 1969). Наряду с этим мы не отрицаем значения сингенетичной зараженности металлами осадочно-эффузивных толщ и последующей их переконцентрации. В целом большинство крупных месторождений, вероятно, полигенные. Для решения этого вопроса требуются более углубленные исследования (геохимические, физико-химические и др.).

Отметим общую закономерность соответствия крупных месторождений крупным структурам.

Некоторые дискуссионные моменты и задачи будущих исследований

1. Отсутствие общепринятой для Средней Азии схемы тектонического районирования говорит об отсутствии надежного комп-

лекса критериев, позволяющих однозначно отнести ту или иную структуру к определенному типу. Четко не разграничены такие структуры, как «геосинклиналь», «платформа», это относится к каледонской эпохе, в трактовке которой нет единого мнения.

2. При описании областей, в частности Срединно-Тяньшаньской, мы умышленно не пользовались термином «орогенный» со всеми его подразделениями, учитывая спорность тектонической природы структур и неоднозначность границ отдельных стадий.

Сознательно мы не применяли также и модных сейчас в металлогении терминов «халькофильная», «литофильная» зоны, ибо свойства одних и тех же металлов в зависимости от условий меняются. С другой стороны, степень «халькофильности» или «литофильности» какой-либо структуры в целом должна решаться точными количественными методами.

3. Употребляемые в работе металлогенические термины пояс, провинция, область, зона, рудное семейство дискуссионные, что свидетельствует о нечетких границах их применения.

4. Остаются неясными в ряде случаев генетические вопросы образования месторождений, сущность связи с определенными геологическими, и в том числе магматическими формациями, закономерности группировок. Много спорного в металлогении отдельных эпох и этапов, особенно докембрия. Немало еще нужно выяснить о вулканогенном рудообразовании, на чем в последнее время заостряется особое внимание. Нам представляется, что здесь прежде всего необходимо познать вулканогенно-осадочные процессы, геохимию вулканитов, что привело исследователей ИГиГ АН УзССР к признанию их роли в формировании стратиформных, в частности, полиметаллических месторождений (Учкулач, Хамрабаев, 1958; Панин, Видусов, 1974; Панкратьев, Михайлова, 1975), открытию нового в мировой практике типа руд редких щелочей (Воронич, Глейзер, 1971).

Одна из неотложных задач эндогенной металлогении — дальнейшее изучение рудоносности фундамента закрытых территорий с еще большим привлечением возможностей геохимии, глубокого бурения и, особенно, геофизики.

Считаем, что на качественно новом уровне вновь следует вернуться к вопросу о роли дайковых образований в рудном процессе и соответствующей их классификации, начало чего было заложено в монографии Х. М. Абдуллаева «Дайки и оруденение».

Мы видим большое будущее за строгим количественным металлогеническим анализом во всех масштабах и, прежде всего, в количественно-логическом металлогеническом районировании, ибо растущее количество металлогенических карт с разноречивыми подразделениями скорее ухудшает, а не улучшает положение.

Большое будущее также за космической геологией и металлогенией. Наконец, среднеазиатским геологам на материалах нашего региона надо сказать свое слово по поводу новых идей глобальной тектоники.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОФИЛИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ

Своеобразие истории развития центральной части Средней Азии обусловило наличие на этой обширной территории определенного комплекса полезных ископаемых, которые имеют важное значение в народном хозяйстве нашей страны. К ним прежде всего относятся золото, медь, вольфрам, свинец, цинк, флюорит, сурьма, ртуть, висмут и др.

Вместе с тем перспективы многих полезных ископаемых — таких как железо, молибден, олово, серебро, ряд редких и рассеянных элементов и многих других, требуют еще выяснения.

В данном разделе освещена металлогения профилирующего эндогенного оруденения, определяющего основной металлогенический облик рассматриваемого региона. Она является дополнением к общей металлогении и позволяет рассмотреть закономерности эволюции и концентрации отдельных элементов в развитии региона и имеет определенное практическое значение при планировании работ на отдельные металлы. С другой стороны она служит как бы мостом между региональной геохимией и металлогенией.

При описании металлогении металлов мы обращали главное внимание на эпохи образования их концентраций (месторождений); металлогеническое районирование, определяющее характерный набор рудных формаций для выделенных металлогенических единиц — металлогенических и рудных зон, подзон, районов, узлов и т. д., металлогенические факторы размещения оруденения (геотектонический, магматический, структурный, литолого-стратиграфический), особенности формирования (источник вещества, физико-химические условия формирования, типы зональности) и наконец поисковые критерии и перспективы.

Почти общепринятым методом металлогенического анализа рудных месторождений сейчас является формационный. Основы современных представлений о рудных формациях заложены в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, В. А. Обручева, М. А. Усова, С. С. Смирнова, А. Г. Бетехтина, Ю. А. Билибина, И. Г. Магакьяна, Е. Е. Захарова, Г. Шнейдерхена и др.

Большое значение для развития рудноформационного анализа в металлогении имели также исследования в этом направлении Е. Т. Шаталова, И. Г. Магакьяна, Г. А. Тварчрелидзе, Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко, а также обобщающие работы по отдельным металлам (О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич, Н. А. Хрущев, Н. А. Петровская, Г. А. Соколов, А. А. Малахов и др.) и региональной металлогении (Г. А. Тварчрелидзе, П. Ф. Иванкин и др.; В. А. Кузнецов и др.; А. М. Малахов и др.; Т. М. Воронич и др.). В них рассмотрены различные подходы к систематизации рудных формаций и их групп (с учетом глубинности, температуры, минеральных парагенезисов, взаимоотношения рудных формаций с геологическими, магматическими, метасоматическими формациями и т. д.).

Особо следует отметить фундаментальные исследования Р. М. Константинова (1973 и др.), который дал подробный анализ существующим представлениям о рудных формациях и рассмотрел главные вопросы рудноформационного анализа с применением логико-математических методов.

В основе представлений о рудных формациях в настоящей работе, как и в большинстве других по региональной металлогении, лежат представления вышеупомянутых исследователей. Однако наиболее распространенное определение рудной формации как «группы месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях» не может считаться совершенным. По мнению Т. М. Воронич, оно в известной мере эклектично, поскольку соединяет в себе абстрагированную минеральную ассоциацию и конкретное, к тому же скорее экономическое понятие «месторождение». Неопределенно здесь и содержание термина «группа». Группы месторождений скорее объединяются в «рудное поле». Мы сталкиваемся также с многочисленными примерами, когда описывается «рудная формация», в проявлении которой по крайней мере на рассматриваемой территории нет (и не предполагается) месторождений. По-видимому, выработка четкого и логически совершенного понятия «рудная формация» придет вместе с формализацией и логическим упорядочением всего геологического языка. Авторы сейчас работают в направлении возможного определения понятия «рудная формация», с одной стороны и более мелких единиц «субформация» и «минеральные типы» с другой, что очень важно в металлогенической практике, а также над группировкой более крупных рудных объединений, адекватных геологическим, магматическим и тектоническим единицам.

В первом направлении, по представлениям авторов (Т. М. Воронич) границу между понятиями «рудная формация» и «минеральный тип» можно было бы определить, если принять, что «рудная формация — это тип рудных образований характерного устойчивого химико-минералогического состава, возникающих в определенных геологических, физико-химических условиях». А «мине-

ральный тип» — ее подразделения по характеру слагающих ее минеральных парагенезисов, например, скарново-полиметаллическая формация с пироксен-галенитовым, гранат-пироксен-галенит-сфалеритовым и т. д. минеральными типами, или грейзен-редкометальная формация с кварц-мусковит-касситеритовым, кварц-топаз-фенакитовым и т. д. минеральными типами. Трудность здесь возникает в определении границ влияния геологических и физико-химических факторов на «рудную формацию» и «минеральный тип». В принципе, видимо, это возможно. В выделении субформаций, вслед за Э. Г. Дистановым (Дистанов, 1977) можно было бы учитывать генетические нюансы, например, в группе скарновых формаций — магнезиальные (магматические), известковые (послемагматические) и известковые апомагнезиальные, в колчеданно-полиметаллической, как это предложено Э. Г. Дистановым, — субформацию стратиформных гидротермально-осадочных и гидротермально-метаматических.

Рудная формация на порядок ниже геологической, в частности, магматической (Москалева, 1974), поскольку даже в минимальном ее понятии как фазы (И. Х. Хамрабаев и др.) — это ассоциация пород, а рудная формация — ассоциация элементов в их проявлении через минералы.

Сообщество родственных рудных формаций, сопряженных (связанных генетически или парагенетически) с магматической формацией, мы, наследуя традиции ИГиГ АН УзССР (Малахов и др., 1966, 1968), предлагаем называть «семейством» («близкое родство», по А. А. Малахову). При определении родственных взаимоотношений важными критериями являются зональное размещение проявлений рудных формаций внутри или около «материнского» интрузива, закономерное распределение в пространстве последовательного развития разновозрастных структур, геохимическое родство рудных формаций между собой и с интрузиями и т. д. При этом допускаются различные способы происхождения вещества в рудных месторождениях, как вынос постмагматическими флюидами, так и заимствование из вмещающих пород.

Понятие «рудный комплекс», введенное Ю. А. Билибиным еще в 1947 г. и отвечающее совокупности рудных образований (формаций), связанных с магматическим комплексом, мы считаем целесообразным не менять.

Дальнейшее соподчинение рудных образований связывается с применением терминов: «ряд рудных формаций» (Магакьян, В. А. Кузнецов, Р. М. Константинов, Д. И. Горжевский и др.), «группы», «серии» (Эммонс, С. С. Смирнов, В. А. Кузнецов и др.) и т. д.

Нам представляется, что более целесообразно применять в определении более укрупненных сообществ рудных образований (формация) модификации термина комплекс, например, для всех рудных формаций тектономагматического этапа металлогенической зоны «мегакомплекс» рудных формаций, для цикла

«суперкомплекс» рудных формаций, соответственно, магматический «мега»- и «суперкомплекс». Термин же «ряд» применять для последовательно расположенных и изменяющихся проявлений минеральных типов или рудных формаций (Воронич, 1972) в любых рангах. Помимо разной масштабности рядов они могут соответствовать типам зональностей — вертикальные, горизонтальные, растянутые и сжатые, полные, неполные и т. д. (Д. В. Рундквист и др.).

Именно ряды могут подсказать открытия, недостающие звенья, на что еще в Узбекистане обращали внимание А. А. Малахов и др., Т. М. Воронич и др.

Большое значение имеют сообщества рудных образований (формации), отвечающих определенным типам магм. В этом направлении много сделано Х. М. Абдуллаевым (петро-металлогенические ряды), В. А. Кузнецовым и др. Мы думаем, здесь удачен термин, предложенный В. А. Кузнецовым — «генетическая серия рудных формаций», который мы предлагаем применять в дальнейшем.

В настоящей работе авторы пользовались терминами: «минеральный тип», «субформация», «рудная формация» и «семейство рудных формаций». В зависимости от связи с определенным магматизмом рудные формации разделены на три класса: плутоногенные, вулканогенные и телетермальные. Выделяются группы — эндогенных и экзогенных месторождений. Последние в виде исключения, поскольку работа посвящена эндогенной металлогении. Выделяются генетические типы в их общепринятых значениях (магматический, пегматитовый, грейзеновый, скарновый, скарново-гидротермальный, телетермальный и т. д.).

В отношении употребляемых значений терминов «минеральный тип», «рудная формация», «семейство рудных формаций» в работе не достигнуто единообразие.

Наиболее соответствует предлагаемому в большинстве разделов употребление терминов «рудная формация» и «минеральный тип». А наибольший разницей — в употреблении термина «семейство рудных формаций», что, по-видимому, говорит о недостаточной логической трактовке этого термина.

Более крупные сообщества рудных образований в настоящей работе не разбираются, хотя именно они в будущем помогут нам открыть новые закономерности.

В этой связи хочется отметить удачные начинания казахских геологов (А. К. Каюпов, Г. Ф. Ляпичев и др.), которые предлагают широкий подход к систематике оруденения на основе учета их связи со всем геологическим пространством, в котором находятся рудные тела, и на основе этого выделения металлогенических тел разного масштаба (от рудно-геологической ассоциации до супермегакомплекса).

Металлогенические особенности золотого оруденения

Вопросами закономерности размещения золоторудных формаций Узбекистана и сопредельных территорий, их структурными и минералого-геохимическими особенностями в последние годы занимались В. В. Андреев, В. А. Азин, И. А. Айзенштадт, К. Л. Бабаев, С. Т. Бадалов, Р. П. Бадалова, А. Т. Бендик, Х. Н. Баймухамедов, И. К. Брагин, С. О. Валейшо, Н. Б. Вольфсон, В. Г. Гарьковец, И. М. Годин, И. М. Голованов, Д. М. Граменицкий, П. М. Голошуков, Н. Г. Дегтярев, Ю. Г. Зарембо, Г. В. Касавченко, Н. Н. Королева, Л. Н. Лисагор, А. А. Малахов, М. М. Мансуров, М. М. Мартынов, Э. А. Маркова, Т. М. Мацокина, М. И. Моисеева, Р. А. Мусин, Н. Н. Нестерова, И. В. Петровская, В. А. Паздзерский, Л. З. Палей, Л. Ш. Булатова, Х. Р. Рахматуллаев, М. О. Сулейманов, С. К. Смирнова, Х. Тилляев, Т. С. Тимофеева, В. М. Турлычкин, И. Х. Хамрабаев, В. А. Хорват, Р. В. Цой, Г. М. Чеботарев, С. Д. Шер и многие другие исследователи.

Эпохи образования месторождений золота

Анализ условий локализации, пространственного размещения и формирования золоторудных месторождений и рудопроявлений позволяет отнести их с различной степенью достоверности к докаледонскому, каледонскому и герцинскому металлогеническим циклам (Абдуллаев, 1960; Хамрабаев, 1958; Палей, 1968 и др.).

Докаледонский возраст оруденения в настоящее время однозначно не доказан. Выделяется предположительно на основании находок золотоносных кварцевых убогосульфидных жил в гранитах юго-западных отрогов Гиссара. Эти золоторудные проявления связываются с постмагматической деятельностью докембрия (В. А. Хохлов, В. Е. Головин). По данным В. Г. Гарьковца (1969, 1973, 1976) месторождения, локализованные в пределах бесапанской свиты (Мурунтау и др.), относятся к докембрийским, хотя по последним материалам некоторых авторов бесапанская свита принадлежит нижнему палеозою, а рудовмещающие калишпатовые и биотитовые метасоматиты обнаруживают верхнепалеозойский возраст.

Каледонский возраст золотого оруденения обоснован пространственным тяготением минерализации к силурийским гранодиоритовым интрузиям, по Н. Н. Попкову, прорывающим протерозой-ордовикские карбонатно-терригенные и эффузивные породы. Н. Н. Попков относит к таким месторождениям Туюк, Долпран, Акташ и Насоновское (Северный Тянь-Шань).

И. Х. Хамрабаев (1958), Кустарникова, Подкопаев (1969), Ю. А. Лихачев и В. С. Владимирский (1961) обнаружили и описали гальки гидротермального кварца в базальных конгломератах нижнего девона в Аристантау (Центральные Кызылкумы),

что позволяет говорить также о существовании каледонской металлогении золота (Кустарникова, Рахматуллаев, 1967).

Формирование промышленных золоторудных месторождений связано в основном с герцинской металлогенической эпохой. Этот процесс осуществляется в три этапа: верхне-среднекарбонный, верхний карбон-нижнепермский и верхнепермский.

Промышленные месторождения формируются в основном в среднем—верхнем карбоне (Кочбулак и др., Восточный Узбекистан) и верхнем карбоне — нижней перми (Мурунтау, Чармитан и др., Западный Узбекистан). Перспективы обнаружения новых объектов этого типа далеко не исчерпаны. Надо полагать, что особый интерес представляют закрытые и полужакрытые территории, прилегающие к уже известным золоторудным полям.

Золотое оруденение, возникшее в верхнепермский этап герцинского цикла, по своим масштабам уступает верхнекарбон-нижнепермскому. В рудных полях этого возраста серебро резко преобладает над золотом. Размещение их контролируется дайковыми поясами северо-восточного простирания и вулкано-тектоническими структурами.

Таким образом, развитие золотой минерализации в пределах Узбекистана и сопредельных территорий свидетельствует об очень широком размахе эпох оруденения: от протерозоя до верхней перми и, возможно, триаса. Определения абсолютного возраста подтверждают представления о сложном полициклическом характере металлогении золота.

Металлогенические факторы размещения золотого оруденения

В Узбекистане и сопредельных территориях золотое оруденение проявлено в двух металлогенических областях, шести металлогенических зонах, включающих различные семейства рудных формаций.

Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область: 1) Каратау-Нарынская металлогеническая зона — скарново-сульфидно-золоторудная формация (Куру-Тегерек). По данным Дженчураевых (1975), месторождения данной зоны помимо золотоносности, характеризуются повышенной платиноидностью; 2) Курамино-Ферганская (кварцево-полисульфидно-теллуридно-золоторудная, месторождения Кочбулак, Бургунда; адуляр-карбонат-кварц-золоторудная формации, месторождения Чадак, Каульды).

Южно-Тяньшаньская металлогеническая область: 1) Букантауская металлогеническая зона (кварц-лиственит-полисульфидно-золоторудная формация, месторождение Кокпатас); 2) Нураино-Туркестанская металлогеническая зона (скарново-сульфидно-золоторудная, Акджилга; кварц (полевошпат)-арсенипирит-пирит-шеелит-золоторудная формации, Мурунтау, Чар-

митан и др.); 3) Зеравшано-Гиссарская металлогеническая зона (кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная (электрум), рудопроявления Каракутан; скарново-сульфидно(платиноидно)-золоторудная формация, Мосриф); 4) Южно-Гиссарская металлогеническая зона (кварц-пирит-арсенопиритово-золоторудная формация).

Металлогенические факторы формирования и размещения золоторудных месторождений

Анализ условий локализации золоторудных месторождений показывает, что они образовались в разных условиях глубинности и фашиальности магматических тел, с которыми связаны: 1) приповерхностных (субвулканические), 2) гипабиссальных. Месторождения приповерхностной группы размещены главным образом в Кураминской подзоне, а гипабиссальной — в Западном Узбекистане.

Анализ геофизических данных показывает существенные различия в глубинном строении этих регионов, принадлежности их к разным типам земной коры — Кураминскому и Южно-Тяньшаньскому.

Специфика ряда рудномагматических золотоносных ассоциаций Кураминской металлогенической подзоны обусловлена приуроченностью их к отложениям с преобладанием в разрезе вулканоплутонических образований среднего состава.

В отдельных блоках соотношение количества эффузивов и интрузивов средних, основных и кислых пород (фемический и сиалический материал) существенно меняется. Согласно геофизическим данным, Кураминская подзона имеет мозаично-блоковое строение и характеризуется проявлением магматизма с гнездовым расположением центров магматической активности. По мнению И. Х. Хамрабаева, такое развитие земной коры в Кураминской подзоне обусловило каркасно-узловой характер распределения золотого оруденения.

Особенности рудно-магматического комплекса в Западном Узбекистане связаны: во-первых, с локализацией их внутри и на периферии древнего докембрийского поднятия, во-вторых, с песчано-сланцевым, сиалическим составом среды, более или менее обогащенной органическим веществом.

Рассматриваемая территория характеризуется линейно-узловым распределением эндогенного оруденения. Узлы, где преимущественно локализуются рудные поля, как в линейных, так и в каркасных структурах определяются приуроченностью эндогенного оруденения к отрезкам и участкам интенсивного проявления процессов магматизма. Такими участками являются места изгибов складок и глубинных разломов, точки их пересечений и сочленений. Подобные места и отрезки обладают наибольшей относительной проницаемостью для магм и постмагматических растворов, в том числе золотоносных.

В размещении золотого оруденения на площади Узбекистана и сопредельных территорий большую роль играет *геотектонический* фактор. Южно-Тяньшаньский металлогенический пояс разбит двумя региональными (Урало-Тяньшаньский, по В. Г. Гарьковцу и Поперечно-Тяньшаньский, по О. М. Борисову) разломами на три геотектонических сектора — Султануиздагский, Центрально-Кызылкумский и Ферганский (Рахматуллаев, 1970). Имеющиеся между ними геологические и металлогенические различия на данном эрозионном срезе обусловлены неодинаковыми уровнями становления магматических масс, характером рудопроявлений и степенью эродированности пород геосекторов. Центрально-Кызылкумский сектор домезозойской части более эродирован, чем Ферганский.

Согласно представлениям И. Х. Хамрабаева (1965) и В. Г. Гарьковца и др. (1968), на данной территории проявлено сопряжение структур Урала и Тянь-Шаня путем перегиба единой Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Здесь развита складчатость двух направлений: субширотного и субмеридионального, а также общих субмеридиональных (уральские) и субширотных (тяньшаньские) глобальных структур, на пересечении которых обычно расположены крупные месторождения. К подобным глобальным пересечениям приурочены крупнейшие месторождения и других регионов, например, в Восточной Австралии Бендиго и Баллард (С. Д. Шер). В связи со сказанным глобальные тектонические факторы необходимо учитывать при поисках крупных месторождений различных металлов, в том числе и золота.

Отмеченные выше тектонические особенности характерны и для Чаткало-Кураминского региона. По данным О. М. Борисова (1970), здесь выделяются поперечные просвечивающиеся структуры — довольно крупные субмеридиональные прогибы и поднятия, которые существовали во время палеозоя вплоть до новейшего времени (Западно-Кураминское поднятие и др.). Наряду с ними имеются относительно молодые, также долгоживущие просвечивающиеся структуры северо-восточного направления.

К районам пересечения поперечных и продольных структур приурочиваются золотые и другие месторождения. Первые тяготеют к очаговым структурам, располагающимся в средне-верхнекарбонном структурном ярусе. Особо благоприятно наличие шовной зоны парных разломов (Борисов, Мансуров, 1975).

Магматический фактор размещения золотого оруденения. Для территории Советского Союза (И. С. Рожков) наиболее продуктивным в отношении золота считаются герцинские и мезозойские эпохи магматизма.

По данным И. Х. Хамрабаева, золотая минерализация рассматриваемой территории глубинных месторождений Южно-Тяньшаньской металлогенической области связана с внедрением интрузий I и II (диориты и гранодиориты), в некоторых случаях III фазы (граниты), гранодиорит-гранитового комплекса (Нура-

тинская металлогеническая подзона и др.)⁹, а в Среднем Тянь-Шане с первыми фазами гранодиорит-адамеллитового комплекса.

Общей особенностью близповерхностной группы золотых месторождений Среднего Тянь-Шаня является преимущественная связь с андезит-дацитовым вулканизмом, пространственная приуроченность к жерлам, некам и другим элементам вулканических построек.

Таким образом, генетически золотое оруденение Узбекистана и сопредельных территорий подразделяется на два типа: а — связанных с глубинными магматическими фациями, б — с вулканогенными.

Особенности формирования золотого оруденения

Как отмечалось выше, генетические особенности эндогенного золотого оруденения рассматриваемой территории обусловлены характером магматизма. Так, с глубинными фациями магматизма связаны скарново-гидротермальные и гидротермальные плутоногенные месторождения, с приповерхностными — более низкотемпературные гидротермальные, преимущественно вулканогенные. При этом скарново-гидротермальные образования и гидротермальные плутоногенные месторождения, пространственно тяготеющие к гипо- и мезоабиссальным гранитоидным интрузиям и сериям их даек пестрого состава (C_3 — P_1) локализуются преимущественно в Южном Тянь-Шане и соответствуют сиалическому типу земной коры (Хамрабаев, 1974).

Гидротермальные образования, генетически связанные с малыми интрузиями, субвулканическими дайками и жерлами, характерны для Кураминской подзоны. Накопилось достаточно геологических данных, указывающих на одновременность формирования большинства таких промышленных месторождений с андезит-дацитовым комплексом C_{2-3} . Подобные образования тяготеют к фемическо-сиалическому профилю земной коры.

Скарново-гидротермальный генетический тип объединяет две формации (табл. 1): скарново-сульфидно-золоторудную и скарново-сульфидно-платиноидно-золоторудную. Образование первой обусловлено однофазным внедрением интрузии диорит-гранодиоритового ряда. К данному типу относятся месторождения, расположенные в нескольких металлогенических зонах: Зеравшано-Гиссарской (Тарор, Рабинджан), Курамино-Ферганской (Бозымчак и др.). Оруденение здесь связано со скарновыми залежами, приуроченными к контакту силурийских песчано-сланцевых образований, доломитистых известняков (Д) и интрузивных пород,

⁹ Х. Р. Рахматуллаев предполагает возможность связи части золоторудных формаций Южного Тянь-Шаня с самостоятельным верхнепермским дайковым комплексом. Некоторые исследователи (З. А. Юдаевич и др., 1975) предюлагают связь золоторудных объектов Южного Тянь-Шаня с бокалинской габбро-тоналит-трондьемитовой серией C_2 .

Рудные формации золота центральной части Средней Азии

Семейство рудных формаций	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
Группа эндогенных месторождений				
I класс плутогенных месторождений				
Скарново-золоторудное	Скарново-гидротермальный	Скарново-сульфидно-золоторудная	Пирит-арсенопирит-халькопирит-золоторудный Волластонит-гранат-халькопирит-золоторудный Скаполит-арсенопирит-сафлорит-золоторудный Кварц-барит-сафлорит-золоторудный Халькопирит-моноксинит-золоторудный Кварц-халькопирит-молибденитовый Халькопирит-пирротин-золоторудный Халькопирит-борнит-пирротин-золоторудный Амфибол-пирит-пирротин-золоторудный Кварц-амфибол-арсенопирит-золоторудный Кварц-амфибол-висмут-золоторудный	Тарор Рабинджанское Чалкюрюк-Акджилга Куру-Тегерек и др. Мосриф
Кварц-мышьяково-вольфрамово-серебряно-золоторудное	Гидротермальный	Кварц-турмалин-вольфрамит-золоторудная Кварц (Пш)-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудная Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная Кварц-полисульфидно-золоторудная	Кварц-турмалин-вольфрамит-шеелит-золоторудный Кварц-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудный Кварц-полевошпата-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудный Кварц-сульфидно-золоторудный Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудный с электрумом Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудный Кварц-сульфидно-золоторудный	Алтынказган Чармитан, Мурунтау Каракутан Кокпатас I, Косманачи, Тереккан

Семейство рудных формаций	Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
		Кварц-карбонат-серебряно-золоторудная Кварц-антимонит-золоторудная	Кварц-кальцит-золото-серебряный Кварц-антимонит-блеклорудно-золоторудный Кварц-кальцит-флюорит антимонитовый	Окжетпес, Косманачи Кокпатас, Терексай

II класс вулканогенных (вулcano-плутонических) месторождений

Кварц-серебро-золоторудное	Гидротермальный	Кварц-цирит-золоторудная Адуляр-карбонат-кварцево-золоторудная		Кызылалмасай, Актурпак Чадак, Бичанзор
Кварц-теллуридно-золоторудное		Кварц-полисульфидно-теллуридно-золоторудная		* Бургунда, Кочбулак

представленных плагиоклазовыми порфиритами C_1 (Рабинджан), штоками гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов (Тарор), а также кварцевыми диоритами и гранодиоритами C_3-P_1 (Акджилга), гранодиоритами C_2 (Бозымчак). Характерно развитие разрывных структур широтного и северо-восточного простирания и зон повышенной трещиноватости. По мнению В. В. Андреева (1975), получившего подтверждение в минералого-геохимических исследованиях (Тимофеева, 1976), образование второй формации связано с двухфазным (?) внедрением кварцевых диоритов и диоритовых порфиров. Оруденение контролируется скарнированными контактами указанных интрузий с карбонатными породами и редко выходит за пределы скарных залежей. Наибольший интерес представляют объекты скарно-сульфидно-платиноидно-золоторудной формации, выделяющейся впервые. Она объединяет ряд месторождений Северо-Чаткальской подзоны и Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской зоны. Месторождения данной формации связаны со скарновыми залежами амфибол-пироксенового, гранат-пироксенового, волластонит-гранатового и везувиянового состава и приурочены к контакту доломитистых известняков карбона с кварцевыми диоритовыми порфиритами, диоритами (C_2). Общим для всех месторождений является наложение известковых скарнов на магнезиальные, приуроченность гидротермального оруденения к разрывным нарушениям и зонам повышенной трещино-

ватости, весьма сложный (Тимофеева, 1972—1976 гг.) комплексный характер минерализации, развитие среди сульфидов моихукита ($Cu_9Fe_9S_{16}$) и наличие в рудах молибденита и «легких» платиноидов (Pt, Pd, Rh).

К описанным месторождениям скарново-сульфидно-платиноидно-золоторудной формации генетически тяготеют месторождение Рабинджан и медно-молибденовое месторождение Южный Янгикан, где золото ассоциирует с минералами меди и молибдена, с примесью платиноидов, рения, теллура и других элементов.

Гидротермальный плутоногенный генетический тип (кварц-мышьяково-вольфрамово-серебряно-золоторудное семейство) объединяет шесть формаций (табл. 1). Месторождения данного типа наиболее широко распространены в Западном Узбекистане. Они приурочены к участкам вытянутых палеозойских субширотных региональных, преимущественно антиклинальных структур. Вмещающие породы представлены мощными толщами терригенно-осадочных образований допалеозоя и палеозоя и крупными гипабиссальными гранитоидными интрузиями $S_3—P_1$. В отдельных полях характерно широкое развитие даек. Рудные тела контролируются разрывными нарушениями северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. Для отдельных рудных полей характерна приуроченность к определенным свитам, разностям пород, фациям метаморфизма и штокверковый тип оруденения.

Данный генетический тип для Узбекистана и сопредельных территорий имеет основное значение. Он объединяет промышленные месторождения, причем в отношении генезиса некоторых из них (Мурунтау) существуют различные точки зрения. Одни исследователи (И. Х. Хамрабаев, М. М. Мансуров, И. К. Брагин, Х. Р. Рахматуллаев, Г. В. Касавченко и др.) считают его магматогенно-гидротермальным. Другие (В. Г. Гарьковец, С. Т. Бадалов и др.) — метаморфогенно-осадочно-эпигенетическим. Сторонники первой точки зрения подтверждают ее следующим: а) оруденение контролируется дизъюнктивными нарушениями широтного и северо-восточного простирания, б) к этим же нарушениям приурочены и дайковые образования субщелочных и кислых пород, в) для данных зон характерно наличие метасоматических изменений пород, особенно калишпатизации, что является поисковым признаком. Абсолютный возраст калишпатовых и биотитовых метасоматитов и небольших тел гранодиорит-порфиров — 278—280 млн. лет ($S_3—P_1$), г) оруденение с большим вертикальным размахом, д) на месторождении имеются согласные и секущие оруденелые кварцевые жилы, являющиеся стержневыми, с очень большим вертикальным размахом и приуроченные в основном к рудоподводящим широтным разломам. Межпластовые согласные рудные тела имеют небольшой размах оруденения, связаны с межпластовыми нарушениями, оперяющими секущие разломы. Секущие кварцевые жилы с большим вертикальным размахом наиболее пер-

спективны с точки зрения локализации богатого оруденения, е) отсутствие корреляции между золотом и органическим веществом при промышленных содержаниях, ж) в углеродисто-кварцево-сланцевых породах авторами найдены золотонесущие графит и керит гидротермального генезиса. Золото представлено тонкорассеянными выделениями самородного золота; метод ИК-спектроскопии не выявил химической связи золота с первичным углеродом, з) оруденелые кварцевые жилы и прожилки отличаются сложной морфологией, самыми различными элементами залегания и сложным минеральным составом.

Сторонники второй точки зрения обосновывают свое мнение приуроченностью золотого оруденения к широким площадям, определенным свитам (бесапанская), связью с горизонтами, обогащенными органикой, проявлениями метаморфизма, отсутствием доказанного развития в пределах их полей гранитоидных интрузий.

Гидротермальные (вулканогенные?) золоторудные месторождения объединяют два семейства: кварц-серебро-золоторудное (Кочбулак, Бургунда) и кварц-полисульфидно-серебряное (золотосодержащее) и развиты преимущественно в Среднем Тянь-Шане (Кураминская подзона).

Несмотря на различный состав руд и вмещающих пород отнесенных сюда месторождений формаций данного генетического типа, они по условиям формирования и размещения близки между собой.

В целом для них характерна приуроченность золотого оруденения преимущественно к породам андезит-дацит-липаритового и дацит-андезитового состава вблизи или в пределах развития субвулканических тел, а также к гранитоидам C_2 — C_3 (?).

В структурном отношении оруденение данных формаций 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. Согласно мнению О. М. Борисова и М. М. Мансурова (1975), оруденение локализуется в зоне парных разломов. По данным И. М. Голощукова, такие же парные разломы кольцевой формы выявлены на месторождении Кочбулак. Здесь с ними связаны трубчатые рудные тела.

Своеобразие геологических условий формирования трубчатых тел этого месторождения обусловило возникновение очень сложного и уникального по своему вещественному составу оруденения. Исследования показали, что данное месторождение совмещает в себе многие основные черты и минеральные ассоциации золотых месторождений всего Кураминского региона в целом. По своему вещественному составу месторождение может быть сопоставлено с месторождениями Зода, Сэкэрымба (Нагиар), Калгурли (Австралия), Крипл-Крик (Колорадо, США) и др.

На месторождении прослеживаются также межпластовые пологопадающие жилы, секущие крутопадающие жилы и трубчатые тела. С каждым структурным типом связана своя золотонесущая минеральная ассоциация.

Разнообразие теллуридов различных металлов характерно для всех тел Кочбулакского месторождения, однако трубчатые тела обладают рядом особенностей. Так, в минерализованных трубках теллуриды повсеместно имеют макроскопически видимые размеры выделений, причем в отдельных случаях их мономинеральные скопления достигают 4—5 см в поперечнике. То же относится и к висмутовым минералам (купровисмутит, теллуровисмутит и др.).

Для минеральных ассоциаций трубчатых тел установлено присутствие платиноидов в количествах, сопоставимых с содержанием их для сульфидных руд Куру-Тегерека.

Процесс осаждения минерализации в трубках происходил неоднократно, что подтверждается минералогическим изучением вещественного состава рудных тел.

Кроме того, минерализованные растворы, формирующие отдельные трубки, имели различный состав, что отразилось на вещественном составе слагающих их руд.

Следует остановиться на выявленных в 1975 г. В. М. Турлычкиным новых типах золотой минерализации, связанных со сланцевыми толщами.

1. Золото-пиритовая ассоциация, связанная с кремнистыми конкрециями в сланцах Туркестанского хребта. Последнее весьма интересно, так как в настоящее время со дна Тихого океана подняты современные конкреции, в некоторых из них содержание золота достигает 50 г/т.

2. Еще более необычен тип минерализации в сланцах, где золото (и серебро) связано с металлической ртутью в виде амальгам и киноварью. Золотоносна и сереброносна не только киноварь (золота до 4 г/т), но и собственно ртуть металлическая (золота до 0,4 г/т). Не исключено, что накопление золота как киноварью, так и металлической ртутью обусловлено генетическим родством элементов на основании «изотонических» связей между ними (Тимофеева, 1972).

Вышеописанный тип минерализации следует рассматривать как весьма перспективный, так как в Якутии известны рудные формации, где промышленные концентрации золота ассоциируют с киноварью и антимонитом. Кроме того, в рудах последних установлен ауристибнит.

Следует отметить и проявление «углеродисто-золоторудной?» формации в метаморфических сланцах Кассана (Л. М. Глейзер, Т. М. Воронич, М. Д. Гесь), формацию золотонесущих пирротин-пиритизированных роговиков и кварцитов в нижнепалеозойских песчано-сланцевых толщах Северо-Чаткальской подзоны (Т. М. Во-

ронич и др.), золотую минерализацию в сланцах силура Кураминской подзоны.

Рассмотренный выше материал, характеризующий золоторудные формации Центральной части Средней Азии, позволяет подчеркнуть особенности их формирования в гипабиссальных и приповерхностных условиях, связи с магматическими комплексами C_2 , C_3 — P_1 и P_2 и наметить перспективы для поисков.

Поисковые критерии и перспективы золоторудных формаций

Поисковые признаки делятся на две группы: геологические и минералого-геохимические.

К первой группе относятся стратиграфические, магматические, структурные и другие факторы, благоприятные для золотого оруденения, проявленные как регионально, так и локально.

Для территории Западного Узбекистана (по И. Х. Хамрабаеву, Х. Р. Рахматуллаеву и др.) к региональным геологическим признакам можно отнести: 1) наличие докембрийских и силурийских песчано-сланцевых и вулканогенных образований; 2) наличие антиклинорийных зон, а в них — участков поднятий; 3) проявление верхнекарбон-нижнепермских гранитоидных интрузий I—III фаз и даек пестрого состава; 4) наличие зон разломов субширотного и северо-западного направлений, которые обусловлены проявлением глубинных разломов.

К локальным признакам можно отнести: 1) области пологих погружений или апикальных частей глубокопогребенных гранитоидных массивов; 2) пучки и поля даек среднего, реже кислого и основного составов; 3) изгибы и ундуляции простираний складок, разломов; 4) зоны измененных пород.

В Кураминской подзоне региональными геологическими признаками являются: 1) наличие средне-верхнекарбонных (?) вулканогенных и гранитоидных образований среднего состава; 2) наличие мульд проседания, окруженных поднятиями, сложенными породами гранитоидного комплекса, песчано-сланцевыми породами силура и вулканитами D_1 , а также палеовулканические постройки с некками и жерлами, выполненными породами среднего и кислого состава; 3) проявление вулкано-плутонических образований C_3 — P_1 возраста контрастного (базальт-липаритового) состава; 4) разломы и зоны повышенной проницаемости северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания, кольцевые разломы.

В Западном Узбекистане выявлены следующие минералого-геохимические признаки золотого оруденения (Н. П. Нестерова, Г. М. Чеботарев): 1) присутствие видимого золота в штуфах, шлихах, протолочных пробах; 2) типоморфные особенности золота (формы кристаллов); 3) наличие минералов, сопровождающих золотое оруденение — арсенопирита, определенного типа пирита дентагондодекаэдрического габитуса, шеелита, киновари; 4) ти-

поморфные особенности минералов-спутников золота; 5) парагенетические особенности: проявление золото-редкометалльных, ранне- и позднесульфидных продуктивных ассоциаций (шеелит, арсенипирит, гетит, пирит, слюда и др.); 6) проявление парагенетических ассоциаций минералов, предшествующих рудному процессу, сопровождающих и завершающих его, наличие метаморфогенных сульфидов и кварцев, рудных кварцев и т. д.; 7) проявление зон окolorудных изменений метасоматитов — ороговикобразных, хлоритизированных, калишпатизированных и других пород; 8) наличие характерных текстур первичных и вторичных золотосодержащих образований — «книжные» кварцы, друзовые, крустификационные и другие текстуры; 9) повышенное содержание золота и элементов-спутников золота (мышьяк, висмут и др.) в жильном кварце и сульфидах, в осадочно-метаморфических породах, ореолы рассеяния элементов-спутников золота (W, Hg, Mo, As, Pb, Zn, Bi, Ag и др.), корреляционные связи между этими элементами и золотом, а также их ассоциации.

Для Чаткало-Кураминского региона выявлены следующие минералого-геохимические поисковые признаки (Р. П. Бадалова, Э. А. Маркова, М. И. Моисеева, 1969); 1) окolorудные изменения пород, выраженные последовательной сменой фаций пропилитов от альбит-эпидотовой до кварц-серицитовая и кварцевой (рудная); 2) продуктивные парагенетические ассоциации минералов—кварц-карбонат-адюляровая с золотом и кварц-карбонат-сульфидная с теллуридами и золотом; 3) типоморфные особенности ведущих рудных и сопровождающих минералов, например, кварц-колломорфной текстуры, пластинчатый карбонат, наличие адюляра, пирита с примесью Se и Te и др.; 4) присутствие в зонах окисления ярозитов и бурых железняков с повышенным содержанием золота, селена и теллура; 5) присутствие ряда элементов, сопровождающих золотую минерализацию: серебра, селена, теллура, ртути, висмута.

Рассматривая закономерности размещения золоторудных формаций в целом, можно высказать следующие соображения (некоторые из них носят дискуссионный характер).

Выявленные специфические ряды золоторудных формаций для определенных тектонических структур (металлогеническая область) геосинклинальной Южно-Тяньшаньской и срединномассивной Срединно-Тяньшаньской (особенно в ее краевой части — Курамино-Ферганской зоне) находят объяснение в общей истории их развития и позволяют предполагать открытие тех же представителей рудных формаций и в будущем. При этом имеется в виду не только тип магматизма — преимущественно гипабиссальный в первой области и вулканоплутонический во второй, но и специфика строения осадочных толщ, их стратиграфической индексации, геохимической специализации и степени метаморфизма, как и различный характер фундамента и строения земной коры. Так, по данным Л. М. Глейзера, песчано-сланцевые породы Северо-Чат-

кальской и Кураминской подзон в целом беднее, сингенетичным золотом, чем южнотяньшаньские и имеют более слабую степень метаморфизма. В этих подзонах возраст сланцевых пород, вмещающих главные золоторудные объекты, более молодой. Обособляется в этом отношении Кассанская подзона, наследующая черты и Срединного и Южного Тянь-Шаня и имеющая золоторудную минерализацию в докембрии, в том числе в обогащенных углеродом метаморфических толщах.

В заключение надо отметить факты проявления некоторых общих для той и другой металлогенической области генетических типов золоторудных объектов, например скарново-гидротермальных, хотя и с некоторыми геохимическими отличиями. Наконец, нужно сказать о возможности обнаружения в отдельных случаях в пределах указанных металлогенических областей «нетипичных» или принципиально новых золоторудных формаций и типов.

Металлогенические особенности медного оруденения

Рудопроявления меди в Узбекистане кустарно обрабатывались еще в раннем средневековье. В 50—60-е годы XX века на базе Алмалыкских медно-порфировых месторождений были созданы предприятия для добычи и переработки комплексных медно-молибденовых руд с благородными и редкими металлами.

Минерально-сырьевая база меди республики изучается с конца XIX века, однако наиболее интенсивно в последнее тридцатилетие. Вклад в изучение медного оруденения в разное время внесли И. А. Айзенштат, С. Т. Бадалов, Е. Р. Бутьева, В. Ф. Виктор, Н. Б. Вольфсон, В. Г. Гарьковец, И. М. Голованов, С. А. Денисов, Г. М. Заморин, Т. З. Закиров, А. А. Землянов, А. В. Королев, М. И. Моисеева, Р. А. Мусин, В. Н. Петров, В. И. Попов, А. Т. Рахубенков, М. П. Русаков, И. Б. Федорова, А. Г. Хваловский, Т. Ш. Шаякубов и др.

Проявления меди на площади республики представлены формациями различного генетического типа. Из них наибольшее значение имеют эндогенные медно-рудные, среди которых выделяется медно-порфировая, образующая крупные месторождения. Начинают выдвигаться, но недостаточно изучены рудопроявления меди осадочно-эпигенетического типа в докембрийских метаморфизованных толщах, а также осадочного типа в медистых песчаниках мелового и неогенового возраста.

Эндогенные месторождения и рудопроявления меди Узбекистана расклассифицированы на семь меднорудных формаций (Голованов, 1971, 1974); медно-титаномагнетитовую, скарново-медно-железородную, скарново-золото-медную, медно-порфировую, золото-медноколчеданную, медно-колчеданную и жильную медную (табл. 2). Промышленной медно-рудной формацией является медно-порфировая, прочие рассматриваются как потенциально промышленные.

Характеристика эндогенных меднорудных формаций Узбекистана
(И. М. Голованов, 1974)

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Пример месторождения (руднопроявления)
Позднемагматический	Медно-железородное	Медно-титано-магнетитовая Скарново-медно-железородная	Халькопирит-титано-магнетитовый Халькопирит-магнетитовый	Шаваз Караарча, Минбулак
Гидротермальный плутоногенный	Медно-золото-молибденовое	Скарново-золото-медная Медно-порфировая	Золото-халькопирит-борнит-пиритовый Золото-халькопиритовый (с серебром) Золото-халькопирит-молибденитовый (с серебром) Халькопирит-молибденитовый Блеклорудно-халькопирит-пиритовый	Рабиждажан Актурпак Кальмаккыр Сарычеку Кургашикан (колчед. тела) Кульдара
Гидротермальный вулкано-генный	Медно-свинцово-цинковое	Медноколчеданная	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый	Дудесай
Гидротермальный плутоно-генный		Жильная медная (кварцево-медная)	Кварц-флюорит-халькозиновый Кварц-барит-халькопиритовый Кварц-карбонатно-халькопиритовый Кварц-халькопиритовый Кварц-халькопирит-борнитовый	Шаваз Узумсай Балысты Ландончокап

Эпохи образования месторождений меди

Возраст медного оруденения Узбекистана имеет широкие границы. Метаморфизованная медно-молибдено-ванадиевая и, возможно, медно-колчеданная минерализация в протерозойских породах Ауминзатау, в Западном Узбекистане имеет, по-видимому, докембрийский возраст. К нижнепалеозойскому возрасту приближается медно-колчеданная минерализация района Тамдынских железных шляп. Медно-колчеданные проявления Южного Гиссара (Кульдара и др.), возможно, относятся к среднему — верхнему карбону, а медно-порфировое оруденение Алмалыка — от

верхнего карбона до нижней перми. Возраст медно-золоторудных скарнов точно не установлен. Однако косвенные данные показывают, что они развиваются обычно вблизи интрузивов возраста C_2 — C_3 . Жильная медная минерализация имеет верхнекаменноугольный — нижнепермский и посленижнепермский возраст.

И. М. Головановым (1974) изучен возраст околорудных метасоматитов Алмалыкских медно-порфировых месторождений. Абсолютный возраст калий-аргоновым методом определен в лаборатории абсолютного возраста ИМГРЭ АН СССР. Возраст флогопита 294 млн. лет хорошо согласуется с данными по флогопиту Кармазара (Сазонов, 1972) — 290 млн. лет. Возраст по серицитам несколько древнее (301—309), чем по гидрослюдам (273—276 млн. лет). Возможно, это связано с меньшей сохранностью радиогенного аргона у гидрослюд. Можно полагать, что абсолютный возраст исследованных околорудных метасоматитов и медно-порфировых руд, судя по их взаимоотношениям, довольно близкий. Тогда время оруденения может соответствовать концу верхнего карбона или началу нижней перми, т. е. согласуется с возрастом штоков гранодиорит-порфиров в рудных месторождениях Кальмакыр и Дальнее.

Таким образом, намечается четыре основные металлогенические эпохи эндогенного медного оруденения описываемой территории: докаледонская, каледонская, среднегерцинская и позднегерцинская. К докаледонской можно условно отнести проявления метаморфизованного медно-молибдено-ванадиевого оруденения в Коктау и Ауминзатау. К каледонской, также предположительно, относятся медноколчеданные проявления северной части Кызылкумских возвышенностей (Тамдытау и др.). Среднегерцинская (C_{2-3}) включает формирование медно-порфировых, медно-титаномагнетитовых месторождений в Кураминской подзоне и скарново-золото-медных, скарново-медно-железорудных в Срединном и Южном Тянь-Шане. В позднегерцинское время (после нижней перми) образовались рудопроявления жильной медной и медно-висмутовой формаций.

Осадочное медное оруденение типа медистых песчаников образовалось в три эпохи: средне-верхнедевонскую геосинклинальную (Тепар), меловую постгеосинклинальную (Южный Гиссар) и неогеновую постплатформенную (Наукат).

При сравнении геологического возраста и истории образования меднорудных формаций Узбекистана и других районов мира подтверждается ранее установленная закономерность их повторяющегося проявления в каждом полном завершённом цикле развития подвижной зоны на определенном этапе ее эволюции. Так, месторождения медно-порфировой формации, характерные для фанерозоя, возникают в каледонском, герцинском и альпийском циклах тектогенеза на позднем этапе развития, а месторождения медноколчеданной формации — на раннем этапе каждого цикла.

Это дает возможность регионального прогнозирования оруденения в полициклических складчатых областях.

Необходимо подчеркнуть направленную последовательность (необратимость) образования рудных формаций меди в каждом полном завершённом тектоно-магматическом цикле складчатой зоны. Раннему, геосинклинальному этапу присущи медноколчеданные месторождения вблизи зон глубинных разломов в связи с осадочно-вулканогенными формациями основного состава. Для начала среднего, орогенного этапа характерны медно-титаномагнетитовые месторождения в связи с интрузивными комплексами габброидов и скарново-халькопирит-магнетитовые месторождения на контакте габбро-сиенитовых массивов. Позднее в этом этапе формируется скарново-золото-халькопиритовое оруденение в связи с гранодиорит-диоритовыми комплексами. Для позднего этапа характерно образование медно-порфировых месторождений вблизи малых порфировых интрузивов гранитоидов и жильного медного и медно-золотого оруденения в вулканоплутонических поясах. В квазиplatformенный этап в связи с субвулканическими интрузивами кислого — щелочного состава образуются медно-висмутовые месторождения.

Таким образом, последовательный ряд важнейших меднорудных формаций от ранних к поздним в пределах тектоно-магматического цикла следующий: медноколчеданная — медно-титаномагнетитовая — скарново-медная с золотом — медно-порфировая — медная жильная — медно-висмутовая. Этот ряд может быть полным и неполным.

Наиболее продуктивной эпохой образования медных месторождений в Узбекистане была среднегерцинская, в течение которой образовались медно-порфировые месторождения. Описываемое ниже металлогеническое районирование относится к периоду конца герцинид.

Металлогеническое районирование

В соответствии с представлениями о палеозойском тектоническом строении (Д. В. Наливкин, В. И. Попов, В. А. Николаев и др.) здесь рассматриваются срединный массив Срединного Тянь-Шаня, геосинклинальная зона Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикский срединный массив.

В результате личных исследований с использованием данных А. И. Айзенштата, В. А. Арапова, М. А. Ахмеджанова, К. Л. Бабаева, Х. Н. Баймухамедова, О. М. Борисова, А. К. Бухарина, Н. Б. Вольфсона, Е. Д. Карповой, А. А. Малахова, Э. И. Марница, Р. А. Мусина, В. И. Попова, П. В. Панкратьева, И. Х. Хамрабаева и др., И. М. Голованов (1971, 1974, 1978) провел металлогеническое районирование территории Узбекистана на медь и сопутствующие металлы. Им выделены три металлогенические области (Срединно-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская и Караку-

мо-Таджикская), а в них меденосные металлогенические и рудные зоны, рудные районы и рудные поля.

В Срединно-Тяньшаньской области выделены Каратау-Нарынская и Курамино-Ферганская металлогенические зоны. Первая представляет собой зону со скарново-медно-железородными формациями. Вторая — краевую часть срединного массива с наложенными вулканоплутоническим поясом и медно-порфиrowыми, скарново-золото-медными, медно-висмутовыми формациями.

В Южно-Тяньшаньской области обособлены обрамляющие ее Букантауская и Северотамды-Южноферганская зона с одной стороны, и Южно-Гиссарская с другой, — краевые зоны вблизи региональных глубинных разломов с медноколчеданными рудными формациями. Центральная Южно-Тяньшаньская многоэосинклинальная зона отличается сиалическим характером герцинских сооружений и не несет сколько-нибудь заметного медного оруденения. В ее составе И. М. Голованов выделяет Ауминзатау-Тамдытаускую площадь, представляющую собой жесткую срединную массу докембрийского кристаллического основания с метаморфогенным медно-молибдено-ванадиевым оруденением. Каракумо-Таджикская область — срединный массив с наложенным вулканоплутоническим поясом. Здесь имеются колчеданно-полиметаллические и возможны медно-порфиrowые месторождения.

Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область. На территории Каратау-Нарынской металлогенической зоны развиты преимущественно скарново-рудные проявления. С интрузивными массивами среднегерцинских гранитоидов повышенной основности связаны железородные с медью и висмутом (Ихнач), медно-железородные (Ирису), медно-золоторудные месторождения. Характерной особенностью являются меденосные терригенные красноцветы живет-франского возраста. Значительное количество медных рудопроявлений локализуется в известняках S_1 и гранодиоритах, диоритах и монцонитах S_{1-2} . Перспективы меденосности Северо-Чаткальской подзоны могут быть связаны с медно-железородными и медно-золоторудными скарновыми месторождениями в связи с интрузивами повышенной основности.

В Курамино-Ферганской металлогенической зоне наиболее рудонасыщена Кураминская подзона со сложным складчатоблоковым строением и широким распространением разломов, обусловивших «каркасно-узловой» характер распределения эндогенного оруденения (Хамрабаев и др., 1973) и обширные структуры типа вулканотектонических депрессий (Арапов, 1962).

Основные медно-порфиrowые месторождения размещаются в монцонитоидах S_2 и прорываемых ими эффузивах в местах проявления штоков гранодиорит-порфиrow S_3-P_1 . В Кураминской подзоне сосредоточено больше половины всех жильных медных рудопроявлений региона, которые подразделены на несколько минеральных типов, имеющих существенно медную, медно-золотую и медно-висмутовую рудную специализацию.

Характерными геолого-структурными особенностями крупнейшего меднорудного района Узбекистана — Алмалыкского — являются: сложная блоково-глыбовая тектоника с реликтивными фрагментами преимущественно субширотных складчатых дислокаций; насыщенность крупными долгоживущими разломами субширотного и северо-восточного направления; преобладание интрузивных и вулканогенных пород и широкое развитие протяженных зон гипабиссальных и субвулканических штоков и порфировых интрузивов; широкое площадное развитие метасоматитов магнезиально-скарновой, полевошпатовой, пропилитовой и вторично-кварцитовой формаций; линейно-узловое распределение месторождений и рудопроявлений медно-порфировой, магнезиально-скарновой, свинцово-цинковой, кварцево-золоторудной, золоторудно-полисульфидной, кварц-молибден-вольфрамовой и других рудных формаций.

В выделенной Кумбель-Арашанской медно-висмутито-флюоритовой рудной зоне осевой частью является полоса Арашанского, Кенкольского и Кумбельского «поперечных разломов». Основой для выделения зоны послужило широкое распространение в ее границах жильной медной, медно-висмутитовой, флюоритовой, а также свинцово-цинковой и золоторудной минерализации.

В Кураминской золото-медно-редкометальной рудной зоне главной структурой является Железный разлом. Он контролирует субпараллельными оперяющимися зонами размещение медно-золотой, медно-висмутитовой и молибден-вольфрамовой минерализации в связи со штоками и дайками кислого состава.

Южно-Тяньшаньская металлогеническая область. Для Букантауской и Северотамды-Южноферганской металлогенических зон характерны зеленокаменные вулканогенные толщи основного состава (RF и Pz_{1-2}) в сочетании с кремнистыми, карбонатными и терригенными породами. Важное значение в тектоническом строении и металлогении зоны имеет офиолитовый пояс, трассирующий зоны Южно-Ферганского и Северо-Нуратинского глубинных разломов. В Южно-Букантауской меднорудной зоне выявлены признаки колчеданного и медноколчеданного оруденения в основных эффузивах (повышенное содержание меди, баритизация, пропилиты и вторичные кварциты).

Геологические и минералого-геохимические особенности Северотамды-Южноферганской зоны также могут свидетельствовать о возможности открытия в ее пределах месторождений семейства колчеданных формаций — колчеданно-полиметаллической, медно- и золото-колчеданной.

Нуратинно-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская металлогенические зоны рассматриваются как миогеосинклинальные зоны с сиалическим профилем металлов (вольфрам, молибден, олово). В отношении меденосности неперспективны. Медь может рассматриваться в качестве попутного компонента в известных и возможных скарново-медных месторождениях.

Выделяемая в их пределах Ауминзатау-Гамдытауская площадь

по особенностям геологического строения и характеру меденосности (медно-молибден-ванадиевые и медноколчеданные проявления) резко отличается от этих зон преимущественно герцинского редкометального металлогенеза. Стратиформность оруденения и тесная ассоциация меди и молибдена с ванадиевой минерализацией дает возможность, вслед за В. Г. Гарьковцом, предположить осадочно-метаморфический генезис и отнести оруденение к медно-молибден-ванадиевому типу, известному в ряде районов мира. Этот тип медно-редкометального оруденения выдвигается как перспективный, заслуживающий тщательного изучения.

Южно-Гиссарская металлогеническая зона представляет собой прогиб (типа эвгеосинклинали) с широким развитием вулканитов основного, среднего и кислого состава (S_2 — D_1 или C_{1-2}). Вулканогенным породам основного и среднего состава присуща активная пропилитизация регионального характера. Комплекс вулканитов можно отнести к контрастно дифференцированному типу.

В приосевой части Яккабаг-Шатрутской рудной зоны проходит широкая полоса субпараллельных разломов. Здесь же проявился пояс дайковых и штоковидных субвулканических тел кварцевых и липаритовых порфиров. Геолого-структурная обстановка описываемой зоны благоприятна для медноколчеданного типа оруденения, который достоверно обнаружен лишь в Кульдаринском рудном поле.

В северо-восточной и восточной частях преобладает скарново-медное оруденение, приуроченное к контакту карбонатной толщи D_2 — C_1 с гранитами и габброидами C_2 , диоритами C_3 — P_1 и кварцевыми порфирами P_1 . Жильные медные и золото-медные рудопроявления приурочены к песчано-сланцевой толще и гранодиоритам.

Каракумо-Таджикская металлогеническая область. На территории юго-западных отрогов южного склона Гиссарского хребта в наложенных прогибах с вулканитами андезито-липаритовой формации C_1 распространены месторождения семейства колчеданно-полиметаллических (с медью) свинцово-цинковых формаций, определяющих ее металлогенический облик.

Медь — промышленный компонент колчеданно-полиметаллических месторождений типа Хандиза, на глубоких горизонтах которого ее содержание повышается. Не ясны пока перспективы вполне возможного развития оруденения медно-порфировой формации.

Металлогенические факторы формирования и размещения меднорудных формаций

Металлогения меди региона определяется режимом геологического развития подвижных поясов Срединного и Южного Тянь-Шаня в докаледонском, каледонском, герцинском и альпийском

циклах тектогенеза (Голованов, Землянов, Мусин, 1971). Однако наиболее продуктивным в отношении эндогенного медного оруденения оказался герцинский цикл. Особенности меденосности региона согласуются с основными чертами рудоносности Тянь-Шаня (Абдуллаев, 1960; Бабаев, 1964; Баймухамедов, 1967, 1968; Гарьковец, 1967, 1972; Адышев, 1970; Хамрабаев, 1969, 1970, 1971; Карпова, 1970 и др.).

Обобщение материалов позволило наметить металлогенические факторы, определившие образование меднорудных месторождений и критерии их нахождения. Принято следующее определение этого понятия. Металлогенические факторы — геологические образования и природные процессы, определяющие условия возникновения, формирования в определенное время и сосредоточение в земной коре минеральных месторождений, а также влияющие на их дальнейшее существование в ней.

Различные меднорудные формации образуются в Западном Тянь-Шане в специфических тектоно-магматических зонах в различных структурно-литологических условиях, что соответствует представлениям Ю. А. Билибина (1955), В. И. Смирнова (1965, 1967), Л. Н. Овчинникова (1968) и др.

Геотектонический фактор — один из определяющих в размещении медного оруденения. Промышленные месторождения меди расположены в основном в зонах наложения вулcano-плутонических поясов на краевые части срединных массивов, на границе с тыловой частью геосинклинали. Рудные районы размещены в антиклинальных поднятиях блоковой структуры с выходами структурных ярусов D_{1-2} и D_2-C_1 . Медно-порфировая формация характерна для вулcano-плутонических поясов в активизированных срединных массивах, скарново-золото-медная и скарново-медно-железородная — для срединных массивов и миогеосинклинальных зон, медноколчеданная — для глубинноразломных эвгеосинклинальных прогибов.

Специфика рудоносности зависит от типов земной коры, различающихся геотектоническим развитием, мощностью, глубиной залегания и соотношением «гранитного» и «базальтового» слоев. По данным И. Х. Хамрабаева и Е. М. Бутовской (1971) для Узбекистана, А. К. Карповой (1970), Л. Н. Овчинникова и В. Д. Баранова (1973) для Алтая, Ю. П. Рождественского (1972) для Казахстана, Г. И. Менакера (1972) для Забайкалья, Ф. С. Моисеенко и Н. П. Есикова для Алтае-Саянского региона, блоки с различным строением земной коры соответствуют разным регионам с металлогенической специализацией в зависимости от фемического или сиалического типа коры и глубинности магматизма.

Для Кураминского типа разреза земной коры характерны, по И. Х. Хамрабаеву: умеренная (40—45 км) мощность при соотношении мощностей «базальт — гранит» равном 1,2—1,5; породы диоритового состава (8—12 км) в низах гранитного слоя; фемически-сиалический профиль рудно-магматического комплекса и

формирование его в приповерхностных и переходных к гипабиссальным условиям, каркасно-узловое распределение эндогенного оруденения. Для Южно-Тяньшаньского — повышенная (45—55 км) мощность коры при соотношении мощностей «базальт — гранит» равном 0,5—1; «диоритовый» слой фиксируется не везде; сиалический профиль рудно-магматического комплекса и формирование его в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях; линейно-узловое распределение эндогенного оруденения. С точки зрения неомобилистских концепций тектоники плит медно-порфировая рудная формация характерна для подвижной зоны склона активной окраины континента и островных дуг (Sillitoe, 1972, Ковалев, 1972; Kesler, 1973) при частичном глубинном плавлении океанической коры в зоне ее поддвигания под континент (зона Беньюффа).

По представлениям А. Д. Щеглова (1971), медно-молибденовые рудные пояса возникают во внутренних краевых зонах срединных массивов на их сочленении с геосинклинальными прогибами.

Геотектонический фактор также влияет на размещение осадочной формации медистых песчаников. Она формируется в геосинклинальных (меловая) и постплатформенных (неогеновая) условиях.

Магматический фактор в формировании медного оруденения проявлен исключительно ярко. Основная масса медных месторождений Западного Тянь-Шаня и других регионов СССР и мира тяготеет к зонам фемического и сиалическо-фемического профиля известково-щелочного магматизма вулканоплутонического и плутонического рядов. Полученные материалы (Голованов, 1974) привели к выводу о связи эндогенных меднорудных формаций с дифференциатами базальтоидной магмы широкого петрохимического спектра, многократно проявляющимися в виде вулканических, субвулканических и плутонических образований.

Роль этого фактора выражается в приуроченности месторождений важнейших меднорудных формаций к известково-щелочным гранитоидным интрузивам с повышенной основностью, а иногда и щелочностью. Особое значение для медно-порфировых месторождений имеют пояса орогенного андезитового вулканизма с развитием контрастно-дифференцированных толщ эффузивов D_{1-2} . Эти толщи и рвущие их гранитоиды пестрого состава являются рудовмещающими. Проявляется приуроченность месторождений к многофазным монцитонитоидным интрузивам, гипабиссальным и субвулканическим гранитоидам кварц-диорит-порфирового, гранодиорит-порфирового, адамеллит-порфирового и гранит-порфирового состава. Месторождения колчеданных типов тяготеют к основным эффузивам каледоно-герцинского цикла. В их размещении большую роль играют древние глубинные региональные разломы с полосами приразломных вулканитов основного состава, контролирующих меденосные пояса Южного Тянь-Шаня.

Гранитоидные формации и щелочные базальтоиды Северо-Чаткальской подзоны отличаются развитием в их контактах с карбонатными породами различных скарново-рудных формаций. В слабо проявленных вулканогенных формациях меднорудные точки неизвестны. Кураминская подзона примечательна широким и разнообразным развитием медно-рудных формаций в интрузивных и вулканогенных породах. Медно-порфировые месторождения Алмалыка размещаются в габбро-диорит-гранодиоритовом ряде интрузивных формаций. В этой зоне находятся многочисленные жильные проявления меди, меди — висмута, меди — золота и золота.

Связь источников меди с глубинными очагами основной магмы и ее гранитоидными дифференциатами подчеркивалась давно (Овчинников, 1960; Stoll, 1965; Бородаевская, 1965; Прокин, 1972; Менакер, 1972 и др.). Систематизация материала показывает, что медно-порфировые и скарново-медные месторождения связаны с эндо- и экзоконтактовыми краевыми фациями интрузивных массивов пестрого состава, по комплексу признаков являющихся гипомезоабиссальными производными габбродиорит-гранодиоритового ряда интрузивных формаций. Выявлена важная роль гибридызма и ассимиляции карбонатных пород на магматической стадии процесса, предшествовавшая образованию медного оруденения и существенно повлиявшая на продуктивность рудного процесса (Голованов, 1966; Покалов, 1972).

Представления М. Б. Бородаевской и др. о связи колчеданных месторождений с двумя вулканогенными формациями базальтоидного магматизма (контрастно-дифференцированная натровая базальт-липаритовая и последовательно дифференцированная кали-натровая базальт-андезит-дацит-липаритовая) открывают возможности конкретного подхода к проблеме поисков медноколчеданных формаций в Узбекистане. Роль субвулканических образований в размещении различных медных и других месторождений отмечалась неоднократно (Сотников и др., 1968; Яковлев, 1967; Малахов, 1968 и др.).

Среди группы локальных факторов подчеркнем определяющую роль *структурного фактора*. Его важное значение видно на примере приуроченности многих медных месторождений к районам с гетерогенным блоково-глыбовым строением (Алмалыкский район). Связь медно-порфирового оруденения с зонами скрытых глубинных разломов была высказана А. В. Королевым (1959, 1970). Позднее Н. Б. Вольфсон, А. Г. Хваловский и др. связывали оруденение этой формации с местами пересечения таких разломов со сбросо-сдвигами субширотного и северо-восточного простираня.

Велика роль, как структурных факторов, штоков гранодиорит-порфиров, их высокотрещиноватых апикальных и фланговых зон в формировании штокверковых прожилково-вкрапленных медно-порфировых и некоторых колчеданных руд. Структура контактов гранитоидных интрузивов с вмещающими осадочно-вулканогенными толщами со сложной системой отслоений, сколов, под-

вижек определяет прихотливый характер скарново-рудных тел. Для жильной медной формации велико значение кольцевых разломов, окаймляющих вулканотектонические депрессии, а также периферических зон трещинообразования вокруг интрузивов и субвулканов, оперяющих зон крупных разломов.

Литологический фактор в Кураминской подзоне проявляется в приуроченности медепроявлений к интрузивным формациям (54,5%), причем из них более 80% находятся в габбро-диорит-гранодиоритовых и порфирировых гранитоидных породах. Медно-порфирировые объекты размещаются в сиенито-диоритах, гранодиорит-порфирах и в контактовых зонах липарит-андезитовой формации D_1 с этими гранитоидами. Эта статистически подтвержденная закономерность является важнейшей для направления поисков медных руд в Кураминской подзоне.

Особенно велика роль литологического фактора (в сочетании со стратиграфическим) в локализации осадочных и осадочно-метаморфогенных рудных формаций. Для медистых песчаников характерны красноцветные молассовые формации девонского, мелпалеогенового и неогенового возраста. Для медно-молибден-ванадиевой — углеродисто-кремнистые сланцы позднепротерозойского возраста. В оруденелых участках содержание меди имеет положительную корреляцию с органическим веществом.

На примере Срединного Тянь-Шаня выявляется определенное влияние сингенетично-эпигенетических концентраций меди в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях в виде стратифицированной рассеянной минерализации на возникновение гидротермальных медепроявлений.

Рассмотренные факторы в комплексе с другими подчеркивают специфику формирования конкретных рудных формаций в определенной геолого-структурной обстановке.

Особенности формирования месторождений меди

Источники вещества рудных месторождений и способы переноса. Изучение форм нахождения меди, железа и серы, геохимические балансы вещества, экспериментальные исследования и изотопный анализ серы сульфидов и сульфатов позволили высказать мнение об источнике вещества медных месторождений и формах их переноса. Гранитоиды и эффузивы вулканоплутонических поясов содержат повышенное количество меди: до 60—130 г/т — гранитоиды S_{1-2} , до 150 г/т — комагматичные эффузивы андезитобазальтового ряда S_{1-2} (в свежих породах в десятках километров от месторождений). По расчетам (Голованов, 1966) в одном км³ такой породы содержится 260 тыс. т меди. Для средних медно-порфирировых месторождений общий объем гидротермальноизмененных пород составляет 3—4 км³ и вынесенной меди достаточно для их образования. Медь в неизмененных породах находится преимущественно в тонковкрапленной сульфидной форме (халькопирит, ред-

ко борнит). До 60—80% этого элемента относится к легко извлекаемым растворами перекиси водорода и соляной кислоты формам. Установлено, что при температуре 200—400° и низких значениях Eh основной формой переноса меди являются хлоридные комплексы ее одновалентного иона. При изучении состава газовой-жидких включений в минералах медных месторождений (Roedder, 1971; Берзина, Сотников, 1973) во всех случаях отмечен осадочно-хлоридный состав рудообразующих растворов высокой концентрации. В Алмалыкских рудах широко развиты гидротермально-метасоматические хлорсодержащие апатит и биотит в окколорудных пропилитах. Можно согласиться с экспериментальными данными И. Л. Рябчикова (1973) о возможности экстракции хлоридными растворами из изверженных пород при температурах 600—800°C заметных количеств халькофильных металлов (Zn, Cu, Pb, Fe) даже при их кларковых содержаниях.

Для выяснения возможности заимствования железа из алюмосиликатов при образовании халькопирита и борнита в процессе формирования медно-порфировых руд проведена серия экспериментов (Искандаров, Голованов, 1971), результаты которых показали возможность извлечения железа из породообразующих силикатов для образования халькопирита и борнита при воздействии на силикаты водных растворов хлорида и сульфида при температуре 350—400°C и давлении 150—750 кг/см² в условиях высокого химического потенциала серы.

При выявлении источника серы важное значение имеет широко развитая в Алмалыкском районе гидротермальная и осадочная сульфатная минерализация, представленная ангидритом. Изотопный состав серы осадочного (D₃) и гидротермального ангидрита оказался сходным и одинаково утяжеленным (δS^{34} от +11,5 до +20‰). Изотопный состав серы рудоносных сульфидов несколько облегчен (+3,4 до +15,9) по сравнению с сульфатами, однако здесь также возможно заимствование серы из осадочного ангидрита, что подтверждает выводы С. Т. Бадалова и В. И. Виноградова (1967).

Таким образом, источником меди, железа, серы в рудах Алмалыкских месторождений, а возможно, и других рудных полях Узбекистана, могут быть вмещающие породы. Мобилизация рудных компонентов, перевод их в транспортальное состояние и участие в рудообразующем процессе, по-видимому, невозможны без активизирующего термогидрохимического воздействия флюидной фазы внедряющихся в эту среду интрузивных или субвулканических тел (в частном случае, штоков гранодиорит-порфиров).

О температурных условиях образования медных месторождений. При изучении температурного режима формирования медного оруденения основное внимание уделено медно-порфировой и жильной кварц-халькопиритовой рудным формациям. Исследования проводились методами декрепитации в ИГиГ АН УзССР (Голованов, Цой, Рахубенков, 1974) и вакуумной декрепитации (Рос-

товский госуниверситет). Сводные данные о температурах начала массового растрескивания кварца показывают, что заметного различия температур по месторождениям Дальнее, Кальмакыр и Сарычеку не наблюдается, растрескивание начинается в интервале 300—360°, его модальное значение составляет 340°.

Сходные результаты для кварцево-медно-порфировых месторождений получены многими исследователями (Гильмутдинов, 1969; Roedder, 1971; Турсебеков, 1973).

Вакуумные декрептограммы кварцев Кальмакыра и Дальнего в общем близки. Температурный интервал по гистограммам составляет 200—450°, модальное значение максимумов 360—380°C. Сопоставление декрепитации* с вакуумной декрепитацией приводит к выводу, что температуры начала декрепитации по второму методу ниже, а максимума почти совпадают. В среднем можно принять температурный режим формирования кварцев алмалыкских медно-порфировых месторождений в пределах 320—350°C.

Методом декрепитации изучен также ангидрит из этих же трех месторождений — 96 проб из различных парагенезисов, глубин и вмещающих пород.

Полученные данные позволяют определить температуру образования ангидрита в среднем в 270—300°C, т. е. примерно на 50° ниже, чем кварца.

Изучены также температурные условия образования кварцевых жил с медным и медно-висмутовым оруденением методом декрепитации (Дунин-Барковская, Голованов, Польшковский, 1970). Декрепитационные характеристики кварцев по температурным эффектам и сумме импульсов в целом сходны. Начало декрепитации в среднем приходится на интервал 230—250°C. В ряде случаев декрепитация кварцево-медно-висмутовых жил начинается при более высокой температуре (до 290°).

По сравнению с кварцами медно-порфировой формации у кварцев медной и медно-висмутовой жильной формации декрепитационная температура ниже почти на 100°, что согласуется с геолого-минералогическими данными.

Типы зональности и глубинное прогнозирование медного оруденения

В пространственном размещении медного оруденения Узбекистана выявлены категории и типы зональности, предназначенные для использования в региональном и локальном прогнозировании скрытых месторождений меди. Для *регионального прогноза* рекомендована горизонтальная зональность симметричного расположения медноколчеданных металлогенических зон к северу и к югу от Южно-Тяньшаньской осевой зоны и вертикальная зональность последовательной смены типов меднорудных формаций в структурно-металлогенических ярусах (от древних к молодым). На уровне яруса D₁ в Кураминской подзоне размещена медно-

порфировая рудная формация, на уровне D_2-C_1 (в контакте с гранодиоритами) — скарново-золото-медная, в пределах C_2-C_3 значительная часть проявлений жильной медной и медьсодержащей полисульфидно-золоторудной формации и в границах структурных ярусов C_3-P_1 — большая часть рудопроявлений медновисмутовой и частично жильной медной формации.

Для локального глубинного прогнозирования скрытых месторождений предлагается использование установленной вертикальной зональности рудных районов, минеральных типов месторождений, морфологии рудных тел, окolorудных метасоматитов, рудных и жильных минералов и элементов. В Алмалыкском районе в метаморфических сланцах $O-S$ яруса имеется слабая кварцево-золоторудная и кварцево-молибденит-шеелит-вольфрамитовая минерализация. В ярусе D_1 и нижней части яруса D_2-C_1 в кислых эффузивах и секущих гранитоидах размещены основные медно-порфировые месторождения и золото-медноколчеданные рудопроявления. В ярусе D_2-C_1 в скарнированных карбонатных породах находятся свинцово-цинковые месторождения, а в ярусе C_2-C_3 — жильно-метасоматические кварцево-золоторудные месторождения в андезитовых порфиритах.

Снизу вверх по стратиграфической колонке и с юго-востока на северо-запад, по мере уменьшения глубины эрозионного среза Кураминского батолита, шеелит-молибденитовый (с халькопиритом) минеральный тип месторождения (Янгоклы) сменяется халькопирит-молибденитом (Сарычеку), золото-молибденит-халькопиритовым (Кальмакыр, Дальнее), серебро-золоторудным (Актурпак). Установлена связь глубины формирования штоков гранодиорит-порфиров с размещением минеральных типов месторождений медно-порфировой формации, которые образовались в различных фациях глубинности, что фиксируется характерным пространственным положением рудных тел относительно штоков.

В медно-порфировых месторождениях Алмалыка до глубины 1200 м снизу вверх преобладают морфологические типы оруденения: вкрапленный, прожилково-вкрапленный, прожилково-вкрапленно-жильный, прожилково-жильный, жильный. Жильная кварц-халькопиритовая минерализация медно-порфировых месторождений представляет собой апикальные и периферические части рудных зон и может служить индикатором скрытых на глубине медно-порфировых руд.

Горизонтальная зональность метасоматических минеральных фаций от внешних зон к штоку гранодиорит-порфиров для Кальмакыра и Дальнего: магнизиально-скарновая, полевошпатовая, амфибол-биотитовая, пропилитовая, хлорит-серицит-кварцевая, серицит-кварцевая, монокварцевая. Контур промышленных руд охватывает хлорит-серицит-кварцевую, пропилитовую, амфибол-биотитовую и полевошпатовую зоны.

По разработанной методике количественно оценена вертикальная зональность распределения минералов * в прожилково-медно-

порфиновых рудах Алмалыка построением гистограмм частоты встречаемости по глубине в абсолютных отметках (Голованов, Цой, 1974). Распределение максимумов частот встречаемости (снизу вверх): ангидрит, молибденит; кварц-халькопирит; магнетит, пирит; карбонаты, полисульфидный парагенезис с золотом и серебром, гематит, цеолиты; барит, серицитовые «кварциты». Вертикальный диапазон распространения не менее 1200 м у молибденита, кварца и ангидрита; 800 м у цеолитов; 700 м у барита; 600 м у кварцитов. Устойчивость минеральных парагенезисов проверена парными и частными коэффициентами корреляции частот встречаемости минералов. По графикам отношений частот встречаемости максимумы отложения важнейших минералов медно-порфиновых руд (снизу вверх): молибденит-халькопирит-пирит-полисульфидный парагенезис с золотом и серебром.

Статистическая обработка результатов опробования по горизонтам глубинности и разрезы с изолиниями концентраций показывают, что максимумы содержания компонентов медно-порфиновых руд меняются снизу вверх в следующем порядке: вольфрам-молибден-сульфатная сера — медь-сульфидная сера — золото — серебро — свинец — сурьма — мышьяк, что согласуется со строением первичного геохимического ореола рудного месторождения (Овчинников, Григорян, 1970). Распределение компонентов в рудах зависит от типа вмещающих пород.

В медно-порфиновых рудных телах (Голованов, Рахубенков, 1971) ореолы золота и серебра имеют более широкий и более близкий к поверхности контур, чем ореолы меди и молибдена. Они могут быть использованы в качестве поискового признака на скрытые золото-молибденово-медные руды.

Перспективы медного оруденения Узбекистана

В разное время специализированные работы по изучению перспектив медного оруденения отдельных районов Узбекистана проводили И. А. Айзенштат, С. Т. Бадалов, В. Ф. Богатырев, Е. Р. Бутьева, В. Ф. Викторов, Н. Б. Вольфсон, В. Г. Гарьковец, И. М. Голованов, А. А. Землянов, А. В. Королев, И. Э. Марниц, Р. А. Мусин, А. Т. Рахубенков, И. Б. Федорова, А. Г. Хваловский, Т. Ш. Шаякубов и др.

В результате деятельности сотрудников МГ УзССР, ИГиГ АН УзССР, САИГИМСа и вузов республики выдвинуты новые площади медного оруденения в северо-западной и центральной частях Кураминского хребта, в юго-западной части Чаткальского хребта, в Кызылкумах и юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Оценка перспектив и проведение поисков медного оруденения Узбекистана должны базироваться на рудноформационной и металлогенической основе. Для этого на принципе синтеза геолого-структурных и минералого-геохимических данных разработаны

поисковые критерии основных промышленных и потенциально-промышленных эндогенных меднорудных формаций. Они включают разбор геотектонического, магматического, структурного, литологического, метасоматического, минералогического и геохимического признаков. Составленная металлогеническая схема послужила основой для обобщения материалов по региональному прогнозированию конкретных типов медного оруденения в каждой выделенной металлогенической зоне, как уже известного, так и нового. В Чаткальской подзоне к нему относятся скарново-медно-железородное и медно-золотое оруденения. В Кураминской медно-порфировое с золотом, скарново-медно-золоторудное, золото-медно-колчеданное, колчеданно-полиметаллическое, скарново-медно-железородное, медно-титаномагнетитовое и медное жильно-метасоматическое (с золотом, серебром, висмутом). В Букантауской, Северотамды-Южноферганской и Южно-Гиссарской зонах наиболее перспективны медно-колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденения, в Ауминзатау-Тамдытауской зоне — медно-молибдено-ванадиевое осадочно-метаморфогенное и медно-колчеданное метаморфизованное. Юго-Западно-Гиссарский вулканоплутонический пояс перспективен на колчеданно-полиметаллическое и медно-порфировое оруденение.

Металлогенические особенности свинцово-цинкового оруденения

Добывали и плавил свинцовые руды в Средней Азии еще в далекое прошлое (IV—X в. н. э.), о чем свидетельствуют древние выработки и названия горнорудных объектов — Кургашикан, Кумышкан¹⁰ и др. в районах Чаткальских и Кураминских гор, а также в Западном и Южном Узбекистане (Е. В. Массон, В. Г. Сургай, О. И. Исламов).

Усиленные поиски свинца и цинка в Средней Азии начались после открытия С. Ф. Машковцевым и Б. Н. Наследовым (1925—1927) древних выработок с проявлением свинцово-цинковой минерализации в Алмалыкском районе. Особенно плодотворными были поисково-разведочные работы в 40—60 годах, когда в детальную разведку были вовлечены месторождения Кургашикан, Алтын-Топкан, Курусайская группа месторождений, Кансай, Учкулач, Хандиза.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по закономерностям размещения свинцово-цинковых месторождений регионов Средней Азии, который отражен в работах Х. М. Абдуллаева, Е. Л. Абрамович, У. Асаналиева, Х. Акбарова, Б. Ф. Василевского, Ф. И. Вольфсона, В. А. Воронич, Т. М. Воронич, С. Т. Бадалова, Х. Н. Баймухамедова, Р. Б. Баратова, И. К. Брагина,

¹⁰ Кургашикан — свинцовый, Кумышкан — серебряный.

**Рудные формации свинца и цинка Центральной части Средней Азии
(составлена П. В. Панкратьевым)**

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Примеры месторождений и рудопроявлений
Группа эндогенных месторождений			
Класс плутогенных месторождений			
Грейзеновый	Грейзен-полиметаллически-редкометальное	Кварц-грейзеново-серцит-полиметаллически-олово-вольфрамовая	Саргардон
Скарново-гидротермальный	Скарново-свинцово-цинково-редкометальное	Скарново-шеслитолово-галенит-сфалеритовая	Кыз-Курган, Кальтасай, Девонасай
		Скарново-шеслитгаленит-сфалеритовая	Тиллягуль, Аккурган
	Скарново-пропилит-полиметаллическое	Скарново-полиметаллическая	Кошмансай, Алтын-Топкан, Кургашикан
Гидротермальный (гипо-мезотермальный)	Кварц-полиметаллическое	Кварц-сфалерит-галенитовая	Рудопроявления Западного Узбекистана
	Кварц-карбонат-барит-полиметаллическое	Кварц-карбонат-барит-галенит-сфалеритовая	Рудопроявления Кураминской подзоны
Класс вулканогенных месторождений			
Колчеданный	Скарново-березит-свинцово-цинковое	Скарново-галенитовая	Кумышкан
	Колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических формаций	Колчеданно-полиметаллическая	Хандиза, Южный Карасан, Сулкуль
Гидротермальный (мезо-эпигермальный)	Редкометально-полиметаллическое	Колчеданно-барит-полиметаллическая	Лачинхава
		Олово-серебро-полиметаллическая	Северный Шаваз
	Кварц-карбонат-серебро-полиметаллическое	Кварц-серебро-галенитовая	Лашкерек
	Кварц-флюорит-цинково-свинцовое	Кварц-барит-флюорит-полиметаллическая	Наугарзан

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Примеры месторождений и рудопроявлений
Сингенетично-эпигенетический (гидротермально-осадочный, регенерированный, осадочный, метаморфогенный)	Колчеданных и карбонат-барит-свинцово-цинковых формаций (пластообразные залежи в карбонатных породах)	Колчеданно-полиметаллическая	Кульчулак, Учкулач (Центральный), Ачисай*
		Карбонат-барит-пирит- (марказит)-галенит-сфалеритовая Карбонат-барит-галенит-сфалеритовая	Учкулач Калканата, Канджайляу*, Сарыэкан*, Миргалимсай*
Класс телетермальных месторождений			
Гидротермальный (эпигенетический)		Кальцит-барит-сфалерит-галенитовая	Мезозойские проявления Кугитангской подзоны (Туркм. ССР, Зап. Кугитанг)
Группа экзогенных месторождений			
Осадочный		Галенит-сфалеритовая в карбонатно-терригенных породах	Проявления мезо-кайнозой Юго-Западного Гиссара и др.

Примечание. Отмечены месторождения, к классу вулканогенных отнесенные условно.

В. Г. Гарьковца, Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко, И. А. Кензина, А. В. Королева, В. А. Королева, Н. Н. Королевой, С. Я. Клепперта, Г. И. Малматина, И. М. Мирходжиева, А. А. Малахова, Ю. В. Михайловой, К. Т. Мустафина, П. В. Панкратьева, В. М. Попова, Ш. Х. Рахимова, В. И. Смирнова, В. А. Тарасова, Е. К. Теликина, М. Д. Троянова, С. Д. Туровского, И. Б. Федоровой, И. Х. Хамрабаева, Т. Ш. Шаякубова, А. Д. Шмулевича и др.

Проявления свинца и цинка рассматриваемой территории представлены в основном эндогенными формациями; исключение составляют немногочисленные экзогенные проявления мезо-кайнозой в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (табл. 3).

Эндогенные проявления свинца и цинка отнесены к двум классам плутоногенных и вулканогенных месторождений.

Плутоногенные месторождения образованы в гипабиссальных условиях в связи с внедрением батолитовых интрузий, их сателлитов и малых интрузий умеренно кислого состава, с которыми

они находятся в парагенетическом родстве. К ним относятся грейзеновые, скарново-гидротермальные и гидротермальные (гипомезотермальные) месторождения. Наибольший практический интерес представляют свинцово-цинковые месторождения, относимые к скарново-гидротермальному типу. К ним относятся месторождения Алтын-Топканского, Курусайского, Кансайского рудных полей и Алмалыкского рудного района в Кураминской подзоне, месторождение Кошмансай, Мискан и другие в Чаткальской, а также многие проявления в Зеравшано-Гиссарской (Кальтасай и др.) и Кугитангской подзонах (Восточный Кугитанг).

Вулканогенные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления связаны в основном с субмаринным и субаэральным кислым вулканизмом и распространяются в пределах Курамино-Бельтауского вулкано-интрузивного пояса и наложенных вулканотектонических структур Юго-Западного Гиссара. Наиболее продуктивны здесь нижнекарбоновая и пермо-триасовая (?) липаритовая формации (И. Х. Хамрабаев, П. В. Панкратьев, Т. Н. Далимов). В классе вулканогенных месторождений наибольший практический интерес представляют колчеданные месторождения типа Хандизы, а также условно относимые сюда стратиформные типа Учкулача, на которых сингенетичный этап рудоотложения связан с проявлением девон-карбонового вулканизма (И. Х. Хамрабаев, В. М. Панин, Т. Э. Видусов, П. В. Панкратьев).

Эпохи образования месторождений свинца и цинка

Для центральной части Средней Азии выделяется шесть эпох образования месторождений свинца и цинка. Они устанавливаются в основном по временным и пространственным взаимоотношениям оруденения со стратиграфическими и магматическими комплексами и в отдельных случаях по данным определений радиологического возраста свинца (Хамрабаев, 1958; Тугаринов, Зыков, 1961; Шаякубов 1974 и др.). С каледонского времени свинцово-цинковое оруденение образовывалось непрерывно. Однако основные эпохи рудообразования связаны с наиболее яркими этапами тектоно-магматической активности данной территории.

Силур-девонская эпоха характеризуется проявлением колчеданно-полиметаллического и медно-цинково-колчеданного оруденения, связанного с субмаринной андезит-альбитофировой и базальт-липаритовой формациями (S_2 — D_2), широко распространенными в пределах северного и южного вулканических поясов Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

Руды подверглись вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными породами региональному метаморфизму, что позволяет считать их образованиями данной эпохи (Кульдара, Северный Тамды и др.).

Средний девон — нижнекарбоновая эпоха сформировала сингенетично-эпигенетические свинцово-цинковые

руды в живет-нижнетурнейской существенно доломитовой формации. Они распространены в Каратауской (Ачисай, Миргалимсай), Чаткальской (Сарыкан, Канджайляу), Кураминской (Калканата) подзонах и Учкулач-Гузанской зоне (Учкулач, Кан и др.) и нередко образуют значительные по масштабам месторождения.

Ниже-среднекарбонная эпоха отличается проявлением перспективного колчеданно-полиметаллического оруденения, связанного с субмаринными вулканогенными формациями: визе-намюрской липаритовой (Байсунская подзона) и намюр-нижебашкирской (?) липарит-андезитовой (свита уя-минбулак, Кураминская подзона) формациями. Наиболее ярко оно выражено в Байсунской зоне (юго-западные отроги Гиссарского хребта), где по существу является главной для свинцово-цинкового оруденения (Хандиза). В Кураминской подзоне сюда могут быть отнесены руды Лачинханы, ассоциирующие с субвулканическими телами намюр-нижебашкирской вулканогенной формации, а также рассеянная пирит-полиметаллическая минерализация Кумбель-Угамской зоны (по данным Т. М. Воронич и Л. М. Глейзера в районе Ташкескен-Кошманса).

Средне-верхнекарбонная эпоха полиметаллического оруденения проявилась преимущественно скарно-гидротермальными образованиями, пространственно ассоциирующими со среднегерцинскими интрузиями и их производными (гранодиорит-адамеллиты, гранодиорит-порфиры и др.) и «малыми интрузиями» спорного генезиса (гранодиорит-, гранит-порфиры и др.) в Кураминской и Северо-Чаткальской подзонах (Алтын-Топкан, Чал-Ата, Кансай, Курусай, Кошмансай, Найза-Тугай и др.) и трещинно-жильными рудопроявлениями, ассоциирующими с комплексом гранодиоритов верхнего карбона в Южном Тянь-Шане (Нуратау, Зирабулак и др.).

Пермская эпоха характеризуется разнообразными типами свинцово-цинкового оруденения — скарно-березит-полиметаллическим (Кумышкан), кварц-серебро-полиметаллическим (Лашкерек), кварц-флюорит-полиметаллическим (Агата, Чибаргата), олово-серебро-полиметаллическим (Верхний Шаваз). Руды пространственно ассоциируют с малоглубинными породами кислых гранитоидов и их внутрижерловыми фациями. К этой эпохе также относятся многочисленные кварц-барит-галенитовые и кварц-барит-флюорит-галенитовые жильные образования Кураминской подзоны и Юго-Западного Гиссара (Кугитанг), ассоциирующие в последнем случае с дайками щелочных базальтоидов.

С мезозойской эпохой связано образование свинцового оруденения осадочно-эпигенетического и гидротермального происхождения. Осадочные проявления наиболее широко распространены в Байсунской зоне, где, по данным А. Д. Шмулевича, они размещаются в карбонатных и карбонатно-терригенных породах альба и турона, образовавшихся в зонах береговых линий соот-

ветствующих морей, и имеют низкие содержания свинца и цинка (Юго-Западный Гиссар, рудопроявления Аулатское, Кайрак, Ичкарисай, Аксу, Тиллясай). Гидротермальные (трещинно-жильные) образования представлены небольшими низкотемпературными промышленными месторождениями Западного Кугитанга (ТуркмССР), размещающимися в юрских известняках (Кандара, Катта-Камсу, Майданшах и др.).

Наиболее продуктивны на свинцово-цинковое оруденение в Южном Узбекистане нижнекарбонная, в Западном — среднедевонская, в Чаткало-Кураминском регионе — средне-верхнекарбонная и пермо-триасовая эпохи.

Следует учитывать возможность обнаружения (по аналогии с планетарными закономерностями) промышленных концентраций свинца и цинка в докембрии. Свидетельством этого могут служить находки свинцового оруденения в гальке пород, перекрывающих докембрийские образования в Северо-Чаткальской подзоне (Т. М. Воронич и др.).

Металлогеническое районирование

Все промышленные свинцово-цинковые месторождения располагаются в краевых частях «жестких» массивов Курамино-Ферганского срединного и Каракумо-Таджикского краевого, в зонах их герцинской геосинклинальной переработки. Неравномерной и значительно меньшей насыщенностью свинцово-цинковым оруденением отличается Южно-Тяньшаньская геосинклиналь. Известные здесь небольшие по масштабу месторождения и рудопроявления расположены вдоль ее северной и южной границ.

Применительно к свинцу и цинку выделяются металлогенические зоны: Каратау-Нарынская с Каратауской, Северо-Чаткальской (Пскем-Сандаляшская) подзонами; Курамино-Ферганская с Кураминской и Кассанской подзонами; Учкулач-Гузанская с Гузанской и Ханбанды-Писталитауской подзонами; Нуратино-Туркестанская, Северотамды-Южноферганская, Зеравшано-Гиссарская, Южно-Гиссарская, Хорезмо-Байсунская зона с Байсунской подзоной, Амударья-Кугитангская с Кугитангской подзоной.

Ярко выраженная линейность основных структурных элементов центральной части региона (Южно-Тяньшаньская металлогеническая область) и блоковое (мозаичное) строение Курамино-Ферганской и Хорезмо-Байсунской зон обусловили главнейшие закономерности пространственного распределения свинцово-цинкового оруденения.

Для Центральной части региона Х. М. Абдуллаев, В. И. Смирнов, И. Х. Хамрабаев, А. А. Малахов и многие другие исследователи подметили линейную зональность в распределении полезных ископаемых. В Кураминском районе (Х. М. Абдуллаев и др., 1958; Т. М. Воронич и др., 1970; С. Т. Бадалов и др., 1971) и Юго-Западном Гиссаре (П. В. Панкратьев и др., 1968) каждый из тек-

тонических блоков характеризуется своими металлогеническими особенностями. В. А. Воронич допускает наличие поперечной металлогенической зоны Южного Тянь-Шаня, протягивающейся от Чаткальского и Кураминского хребтов через Мальгузарские горы, западное оконечности Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов до гор Кугитангтау.

Для каждой из выделенных металлогенических единиц характерен свой тип свинцово-цинкового оруденения, имеющего различное время проявления, глубину формирования, структурно-геологические, рудно-минералогические, геохимические и другие особенности. Они отличаются друг от друга также особенностями концентрации свинцово-цинкового оруденения.

Северо-Чаткальская металлогеническая подзона характеризуется (пока мелкие) непромышленными свинцово-цинковыми проявлениями скарново-редкометалльно-свинцово-цинкового семейства (Бешторское, Баркракское рудные поля и др.), связанными с гранитоидно-аласкитоидным комплексом Р и собственно скарново-пропилит-полиметаллического семейства. Последние пространственно ассоциируют со среднегерцинскими интрузивами (гранодиорит-адамеллиты, гранодиорит-порфиры и др.) и характеризуются повышенными содержаниями в рудах редких металлов — висмута, вольфрама, молибдена, что отличает их от скарново-полиметаллических объектов Кураминского района. Наибольший практический интерес представляет месторождение Кошмансай, находящееся у границы с Кураминской подзоной.

Перспективны здесь также стратиформные (сингенетично-эпигенетические) свинцово-цинковые руды в живет-нижнетурнейской существенно доломитовой формации. Они распространены также вблизи границы с Кураминской подзоной (Сарыкан, Канджайляу).

Небольшие проявления полиметаллов отмечаются также в связи с редкометалльными грейзенами (Саргардон).

Кураминская металлогеническая подзона. Мозаично-блоковое строение подзоны и длительное развитие в условиях наложенного вулканоплутонического пояса предопределило распространение разновозрастных интрузивных и вулканогенных пород и связанных с ними различных типов свинцово-цинкового оруденения. По данным Т. М. Воронич и Ф. Усманова (1971), наибольшей рудонасыщенностью характеризуются карбонатные породы D_3-C_1 и гранитоиды карбонового возраста, они включают и наиболее перспективные свинцово-цинковые месторождения.

Основное количество свинцово-цинковых рудопоявлений в этой подзоне приходится на покровные фаши вулканитов андезито-дацитового комплекса (C_{2-3}) и липаритовой формаций, а также интрузивные (C_2) образования. Однако наиболее крупные концентрации свинца и цинка сосредоточены в карбонатных отложениях живет-нижнетурнейского яруса (более 80% учтенных запасов, по В. А. Вороничу). Все породы района обогащены свин-

цом, цинком, медью по сравнению с кларками, причем везде свинец преобладает над цинком (от 1,5 до 24 раз), что не характерно для пород земной коры в целом (Т. М. Воронич, Ф. Усманов и др., 1971).

Основным промышленным типом здесь до настоящего времени считается месторождения скарново-пропилит-полиметаллического семейства Кургашинокан (УзССР), Алтын-Топкан (ТаджССР), связанные с малыми порфировыми интрузиями гранитоидного, реже сиенит-диоритового состава (C_2 — C_3).

Широко распространены также стратиформные месторождения (Балыклы-Кулькермес, Калканата, Кульчулак). Они развиты главным образом по периферии подзоны в карбонатной толще D_2 — C_1 , залегающей над девонской вулканической дугой. Большинство из них — результат эксгаляционно-осадочного процесса и метаморфического преобразования сингенетичных концентраций свинца и цинка под влиянием более поздних тектономагматических процессов.

С проявлением пермского вулкано-интрузивного комплекса в вулкано-тектонических структурах (мульды проседания) развиты разнообразные типы свинцово-цинкового оруденения: с кислыми гранитоидами субвулканической переходной к гипабиссальной фации — скарново-галенитовая (Кумышкан), с внутри- и около-жерловыми фациями — кварц-серебро-галенитовая (Лашкерек), кварц-барит-флюорит-полиметаллическая (Агата, Чибаргата) формации.

В Уччулач-Гузанской металлогенической зоне, также как в Каратауской подзоне широко распространены свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления стратиформного типа. В западной части этой зоны, совпадающей с Кызылкумским полиметаллическим поясом И. Х. Хамрабаева (1958), проявления свинца и цинка локализируются в карбонатных отложениях живетского и франского ярусов, залегающих на кислых вулканогенных образованиях нижнедевонского возраста и содержащих в основании разреза и рудомещающих горизонтах прослойки эффузивных, пирокластических пород липарит-дацитового состава. Устанавливается удаленная пространственная и временная связь месторождений с долгоживущими очагами вулканизма. В восточной части Уччулач-Гузанской зоны месторождения стратиформного типа отмечаются в зоне Южно-Ферганского разлома в блоках-ксенолитах карбонатных пород среди офиолитов (Кан), или в карбонатной толще в участках пространственно сопряженных с оперяющей системой разломов.

В Нуратно-Туркестанской металлогенической зоне свинцово-цинковое оруденение представлено в основном гидротермальным жильным типом. Кварц-сфалерит-галенитовые жилы размещаются в тектонических трещинах, оперяющих разломы запад-северо-западного простирания среди силурийской флишоидной толщи и в гранодиоритах (C_3 — P_1). Они имеют небольшую мощность и про-

слеживаются с перерывами на довольно значительные расстояния в зоне Северо-Нуратинского разлома.

В Северотамды-Южноферганской металлогенической зоне имеются недостаточно изученные проявления колчеданного типа. Оруденение колчеданно-полиметаллической формации связано с субмаринной андезит-альбитофировой формацией S_2 — D_2 (И. Х. Хамрабаев, 1958, 1969).

В Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоне свинцово-цинковая минерализация почти не имеет самостоятельного значения; пространственно размещается в экзоконтактовой зоне интрузий Зирабулакского и Чакылкалянского гранодиорит-гранитового комплекса в карбонатных породах и обычно накладывается на шеелитоносные скарны. В Зирабулакских горах свинцово-цинковая минерализация характеризуется наличием минералов олова (Баймухамедов, 1960). В Зирабулакском, а также восточнее Каратюбинского района в силурийской песчано-сланцевой толще известны незначительные по масштабам кварц-сфалерит-галенитовые жилы.

В Юго-Западногиссарской Байсунской подзоне, по данным П. В. Панкратьева и других исследователей, наибольшей продуктивностью на свинец и цинк обладают вулканогенные отложения визейского возраста. Здесь также известны низкотемпературные проявления барит-полиметаллической формации (Апжур, Уолсах). В вулканогенных породах нижнекарбонového возраста размещаются весьма перспективные месторождения колчеданно-полиметаллической формации (Хандиза, Южный Карасан и др.).

В Кугитангской подзоне проявления свинца и цинка представлены скарново-оловянно-полиметаллической и кварц-барит-галенитовой жильной формациями. Скарново-рудные образования, по данным А. З. Юлдашева, развиты среди известняков в горизонте карбонатно-кремнистых пород нижнего карбона и связаны с биотитовыми гранитами (C_2 — C_3) и малыми интрузиями кислого состава (C_3 — P_1). Скарны сопровождаются гематит-магнетитовой и оловянно-сульфидной минерализацией. Кварц-барит-галенитовые жильные образования послегерцинского возраста локализуются в разломах северо-западного направления.

На территории ТуркмССР западного склона хр. Кугитангтау в юрских известняках развиты небольшие трещинно-жильные низкотемпературные (телетермальные) месторождения (Кан-Дара, Майданшах и др.).

Экзогенные месторождения на территории Узбекистана наиболее распространены в Байсунской подзоне. К ним относятся осадочные проявления свинца мезозойского возраста (Аулатское, Кайрак, Ичкарисай, Аксу, Тиллясай). По данным А. Д. Шмулевича, они размещаются и характеризуются сингенетичными концентрациями свинца и цинка, образовавшимися в зонах линий морских бассейнов.

Геотектонический фактор. Размещение эндогенных месторождений свинца и цинка тесно связано с особенностями геолого-тектонического строения рассматриваемого региона.

Почти все промышленно интересные месторождения располагаются в пределах Курамино-Кызылкумского вулкано-интрузивного (Карпова, 1962; Богданов, 1965) и Южно-Гиссарского вулканогенного (Богданов, 1965) поясов, обрамляющих с севера и юга Южно-Тяньшаньскую геосинклинальную систему и наложенных на краевые части Курамино-Ферганского и Байсунского срединных массивов.

Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система отличается неравномерной и значительно меньшей насыщенностью свинцово-цинковым оруденением. Это согласуется с известным положением о том, что прогибы геосинклинальных систем неблагоприятны для локализации крупных промышленных свинцово-цинковых месторождений (Горжевский, Козеренко, 1970). Небольшие по масштабам проявления имеются и в структурах, близких к «многогеосинклинальному» типу развития (Северо-Чаткальская, Кугитангская).

При рассмотрении связи свинцово-цинковых месторождений с определенными этапами геотектонического развития структурно-формационных зон устанавливается, что месторождения семейства колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций, колчеданных и карбонат-барит-свинцово-цинковых формаций (пластообразные залежи в карбонатных породах) формируются на ранних этапах регенерации срединных массивов (или их геосинклинальной переработки) и могут быть отнесены к доскладчатобразованным; месторождения скарново-редкометалльно-свинцово-цинковых, скарново-пропилит-полиметаллических семейств относятся к среднему этапу или этапу складчатости и грейзен-редкометалльно-полиметаллическое, редкометалльно-полиметаллическое, кварц-карбонат-серебро-полиметаллическое и кварц-флюорит-цинково-свинцовое оруденение — к позднему и конечному этапу.

Магматический фактор. Месторождения свинца и цинка отчетливо связаны с различными формами проявления магматизма и, в первую очередь, с магматическими формациями гранитоидного ряда.

Металлогенической спецификой нижнекарбоневой субмаринной липаритовой формации (ранние этапы герцинской активизации) является приуроченность к ним колчеданно-полиметаллических месторождений (Панкратьев, Михайлова, 1971).

С наземными кислыми вулканитами перми связаны месторождения кварц-серебро-галенитовой и кварц-барит-флюорит-полиметаллической (Агата, Чебаргата) формаций, особенно широко проявленных в Кураминской подзоне, а также, по данным Т. М. Во-

ронич и др., олово-серебро-полиметаллические проявления (Северный Шаваз и др.), сходные с аналогичными месторождениями Приморья. Эти месторождения имеют гораздо меньшее практическое значение по сравнению с колчеданно-полиметаллическими.

Для свинцово-цинковых месторождений, связанных с наземными кислыми вулканитами (поздние этапы герцинского цикла), характерна ассоциация с проявлениями флюорита, сурьмы, жильные формы рудных тел, а для месторождений субмаринной липаритовой формации — пласто-лентообразные залежи, согласные с напластованием вмещающих пород.

Промышленно важную группу составляют месторождения скарново-полиметаллической формации, связанные с батолитоподобными и малыми интрузиями гранодиорит-адамеллитового комплекса среднего карбона (Алтын-Топкан, Кургашинокан). Для них характерно наличие скарнов и среднетемпературных изменений фации пропилитов, сопутствующих свинцово-цинковому оруденению. Такое отличие этих месторождений от скарново-редкометалльно-свинцово-цинковых объясняется различными обстановками их образования. Месторождения скарново-полиметаллической формации находятся в пределах наложенного вулканоплутонического пояса, а скарново-редкометалльно-свинцово-цинковые — в «геосинклинальных» условиях.

Определенную роль магматический фактор играет и в формировании стратиформных месторождений (сингенетично-эпигенетические в карбонатных породах), для которых сингенетичное отложение руд, по мнению некоторых исследователей, связано с проявлением девон-карбонного вулканизма (И. Х. Хамрабаев, В. М. Панин, П. В. Панкратьев, Л. М. Глейзер, Т. М. Воронич и др.).

Литолого-стратиграфический контроль оруденения. Свинцово-цинковое оруденение широко распространено в стратиграфических разрезах рудных регионов Средней Азии от докембрия до отложений альба и турона. Вместе с тем абсолютное большинство месторождений и рудопоявлений и все месторождения с промышленными запасами свинца и цинка залегают среди морских девонских и нижнекарбонных толщ. Это так называемый главный рудоносный уровень для территории Средней Азии и Казахстана. Причем для Срединного Тянь-Шаня характерно скольжение месторождений вверх по стратиграфическому разрезу с юга на север. Вдоль южного обрамления Курамино-Ферганского срединного массива свинцово-цинковое оруденение располагается в живетских и франских отложениях (м-ние Уччулач); в центральной части Кураминского региона месторождения приурочены к фаменскому ярусу (Алтын-Топкан, Курусай, Кургашинокан) и в переходной к Северо-Чаткальской зоне месторождения поднимаются по стратиграфическому разрезу до турнейских и визейских отложений (м-ния Кошмансай, Левобережное). С переходом месторождений (особенно одной формации) на более высокий стратиграфический

уровень изменяется и их состав, что подчеркивали А. Н. Кен и В. И. Васильев и для месторождений рудного Алтая (Восточный Казахстан).

Большинство месторождений перспективной колчеданно-полиметаллической формации сосредоточено в отложениях визейского яруса.

Роль литологического фактора выражается в преимущественной локализации свинцово-цинкового оруденения в следующих основных литологических разностях пород: карбонатных, карбонатно-вулканогенных и вулканогенных.

С карбонатными породами в основном связаны стратиформные и скарновые месторождения. Для стратифицированных полиметаллических проявлений Е. Л. Абрамович (1968) отмечает приуроченность к горизонтам доломитов, характеризующихся определенными геохимическими и фашиально-литологическими чертами (осадки застойных бассейнов с сероводородным заражением в илах). Особенность скарново-полиметаллических и скарново-пропилит-полиметаллических месторождений — преимущественная локализация оруденения в известняках и доломитах (Алтын-Топкан, Курусай, Кургашинкан, Кошмансай).

Карбонатно-вулканогенные породы вмещают колчеданно-полиметаллические месторождения. Благоприятными для рудоотложения здесь являются доломиты и туфы кислого состава (Хандиза, Южный Карасан).

С вулканогенными породами связаны также жильные проявления свинца и цинка (Лашкерек, Агата, Чибаргата).

Структурный фактор. Огромная роль структурных факторов в локализации свинцово-цинкового оруденения на территории Средней Азии неоднократно подчеркивалась в работах А. В. Королева, Ф. И. Вольфсона, П. А. Шехтмана, В. А. Королева, Х. А. Акбарова и многих других.

Разрывные складчатые структуры определяют конкретное положение оруденения в пределах рудных полей и месторождений. Положение колчеданно-полиметаллического оруденения обусловлено вулканотектоническими структурами, а внутри них — зонами линейных, кольцевых разломов, меж- и внутрiformационными зонами дробления и расщепления, тектонически нарушенными контактами и антиклинальными складками, осложняющими крылья вулканотектонических структур, сочетанием пликативных структур с межпластовыми разрывными нарушениями.

Для локализации скарново-полиметаллического оруденения благоприятны тектонически нарушенные контакты с гранитоидными интрузиями, крылья антиклиналей, интродуцированные гранитоидами и осложненные системой отслоений, разрывов и зонами дробления.

Жильные свинцово-цинковые формации локализуются в кольцевых, полукольцевых, внутри- и околожерловых структурах, а

также в зонах разломов среди вулканогенных и карбонатных пород.

Перспективы и направление работ по изучению и оценке свинцово-цинкового оруденения

Из рассмотренных типов свинцово-цинковых месторождений наиболее широко и разнообразно представлены скарново-гидротермальный и колчеданный типы герцинской металлогенической эпохи. Это связано с интенсивным проявлением в этот период внегеосинклинальных (наложенные) вулканоплутонических поясов. Сравнительно большую группу составляют также проявления стратиформного типа свинцово-цинкового оруденения.

Месторождения скарново-гидротермального типа в основном сосредоточены в Северо-Чаткальской и Кураминской подзонах, являющихся (особенно последняя) в силу своих геолого-металлогенических особенностей наиболее перспективными на выявление промышленно значимых объектов данного типа. Скарново-гидротермальные месторождения отличаются крупными запасами свинца и цинка при относительно небольших их содержаниях.

В настоящее время они известны на территории Таджикистана (Алтын-Топкан, Чал-Ата и др.). В Узбекистане к числу указанных месторождений, которые можно рассматривать в качестве потенциальных источников сырья для Алмалыкского горно-металлургического комбината, в первую очередь следует отнести скарново-полиметаллические проявления Кошмансайского рудного поля.

В Чаткальском регионе, помимо Кошмансайского рудного поля, перспективна полоса эндоконтакта Ихначского интрузива, между Майданталским, Ихначским и Бештор-Тундукским массивами.

Известные к настоящему времени скарново-пропилит-полиметаллические месторождения, кроме Кургашиканана, не представляют самостоятельного промышленного значения. Однако имеются возможности проявления их в Алмалыкском районе. На это указывают следующие факты: с востока к южноалмалыкской площади примыкают поля развития карбонатных пород, интродуцируемых сиенито-диоритами, в такой позиции известно рудопроявление Катранги; имеются признаки продолжения оруденения в западном направлении от месторождения Карахана до рудопроявления Надырбек и др.

Месторождения пропилит-полиметаллической формации в пропилитизированных гранитоидных интрузиях и вмещающих их породах не имеют самостоятельного значения, однако могут отрабатываться совместно с эксплуатируемыми месторождениями. Примером может служить месторождение Шамырсай, отработка которого возможна совместно с эксплуатируемым месторождением Сардоб.

Особо важное значение имеют месторождения колчеданно-полиметаллической формации. Открытие в юго-западных отрогах Гиссара (Байсунская подзона) наряду с месторождением Хандиза подобных ему рудопроявлений (Чинарсай, Янгаклык, Чернова в Хандизинском рудном поле, Сулукуль, Вуары в Яккабагских горах, Чакчар, Карасан в Чакчарских горах и др.), сходство их с месторождениями колчеданно-полиметаллического типа Алтая свидетельствует о выявлении на юге Узбекистана новой для СССР колчеданно-полиметаллической провинции, планомерное изучение которой будет способствовать расширению минерально-сырьевых возможностей республики.

В других районах Узбекистана для поисков руд Хандизинского типа наиболее перспективна Кураминская структурно-формационная подзона. Здесь должны ревизоваться все субмаринные вулканогенно-осадочные образования уя-минбулакской, акчинской и шурабсайской свит, особенно в зоне Кумбельских разломов и в Алмалыкском районе.

Особо следует отметить выявление нового для Алмалыкского района типа минерализации, представляющего разновидность карбонат-барит-пирит-сфалерит-галенитовой формации — колчеданно-полиметаллического оруденения в карбонатных породах верхнего девона (месторождение Кульчулак), что позволяет с новых позиций пересмотреть перспективы этого региона на обнаружение аналогичных объектов стратиформного типа.

Вулканогенные месторождения скарново-галенитовой формации, связанные с молодыми субвулканическими кислыми интрузиями (Кумышкан и др.), имеют небольшие запасы, но очень богатые руды. Наиболее перспективной на обнаружение новых месторождений этой формации является юго-западная оконечность Чаткальского хребта, где вдоль Кызылнуринской вулканотектонической депрессии, фиксирующей крупную кольцевой дайкой кварцевых порфиров, размещается большинство известных полиметаллических проявлений данного типа (Северный Кумышкан, Кашкасу, Чирчик, Аксагата II, Кальтакол и др.). При этом особо благоприятными для рудолокализации представляются участки контакта кольцевой дайки с еще не вскрытыми эрозией карбонатными и перекрывающими их вулканогенными породами. Перспективность данной площади, наряду с благоприятными географо-экономическими условиями (относительная близость к Алмалыкскому горно-металлургическому комбинату) выдвигает ее в число перспективных, требующих постановки комплекса геологических, геохимических и геофизических исследований, направленных на поиски новых объектов под дальнейшие геолого-разведочные работы.

Стратиформные месторождения и рудопроявления в живет-турнейской доломитовой формации наряду со скарново-полиметаллическими и колчеданно-полиметаллическими играют важную роль в балансе прогнозных запасов на территории Средней Азии. Глав-

нейшим объектом изучения остается Учкулачское рудное поле в Западном Узбекистане, следует также обратить более серьезное внимание на перспективы Гузанской подзоны, имеющей большое сходство в структурно-тектоническом отношении с Ханбанды-Писталитауской.

В Северо-Восточном Узбекистане (Северо-Чаткальская подзона) этот тип оруденения изучен недостаточно и требует достоверной оценки. Здесь ряд свинцово-цинковых проявлений, аналогичных по типу месторождению Левобережное, известен в полосе Бричмулла — Сарыкан. В связи с труднодоступностью они изучены довольно слабо, однако масштабы отдельных рудопроявлений (Сарыкан, Канджайлау и др.) свидетельствуют о возможных их перспективах при условии комплексного освоения района.

И наконец следует обратить также внимание на месторождения семейства кварц-серебро-полиметаллических жильно-метасоматических формаций. Перспективы этого типа еще не исчерпаны, в первую очередь в Лашкерекской мульде, на площади Кичик-Арсаган в Чилтенской мульде и других в Кураминской подзоне. Их целесообразно переоценить.

Изучение прочих свинцово-цинковых месторождений района (грейзеновые, скарново-редкометалльно-полиметаллические, кварц-флюорит-полиметаллические и др.) представляет второстепенную задачу, решение которой должно быть поставлено в зависимость от эксплуатации этих объектов на основные компоненты.

Металлогенические особенности вольфрамового оруденения

Средняя Азия — одна из крупнейших вольфрамовых провинций СССР. Перспективы этой территории в отношении расширения минерально-сырьевой базы вольфрама не исчерпаны, и могут быть увеличены за счет открытия новых месторождений и рудопроявлений в слабо изученных районах, выявления новых генетических типов, а также комплексного освоения известных месторождений золота, олова и др.

Эпохи образования месторождений

Металлогенический облик известных промышленных месторождений вольфрама Средней Азии в основном определяется герцинской эпохой. Большинство известных промышленных месторождений и многочисленные рудопроявления генетически и пространственно связаны с умеренно кислыми гранитоидами средне-верхнекарбонového и пермского магматизма. Каледонские и более древние эпохи с точки зрения вольфрамоносности изучены слабо. Вместе с тем за последнее время за рубежом (Норвегия, Франция, Италия, Южная Африка, Бразилия и др.) и в Советском Союзе (Алданский щит, Кольский полуостров, Урал, Горный Алтай, Саяны, Казахстан, Кузнецкий Алатау, Забайкалье и др.) все

больше и больше появляется рудопроявлений, которые их исследователи относят к стратиформным вольфрамовым месторождениям (Денисеенко, Рундквист, 1977), докембрийского и каледонского возраста.

В последнее время в Западном Узбекистане (Каратюбе, Чакыл-Калаян, Зирабулак-Зиаэтдин, Северная Нурата, Кызылкумы и др.) также обнаружены межпластовые скарново-скарноидные залежи (М. С. Кучукова, З. М. Мурадов, Г. Д. Шмулевич и др.), скарноподобные метасоматиты (Х. Н. Баймухамедов, Ю. А. Чернявский, Г. Д. Шмулевич и др.), роговики, несущие шеелитовую и другую минерализацию. Генезис этих месторождений и рудопроявлений пока не выяснен, но, возможно, часть из них могут быть отнесены к древним стратиформным вольфрамовым месторождениям, а часть — к более молодым (герцинские). Предположительно к древним рудопроявлениям Х. Н. Баймухамедов и др. (1975) относят редкометалльную (шеелит, молибденит и др.) минерализацию, локализованную в эпидот-пироксен-амфиболовых метасоматитах Мурунтау (бесапанская свита), Ю. А. Чернявский, Г. Д. Шмулевич и др. (1976) — вольфрамовое оруденение, локализованное в различных метасоматитах осадочно-метаморфических пород тасказганской свиты, а Г. Д. Шмулевич и В. Шадрин — шеелитоносные скарново-скарноидные залежи месторождений Каратюбе, приуроченные к сарыкульской свите верхнеордовик-нижнесилурийского возраста.

Металлогеническое районирование

Согласно схеме металлогенического районирования, в центральной части Средней Азии выделяются следующие металлогенические области: 1) Средино-Тяньшаньская, 2) Южно-Тяньшаньская, 3) Каракумо-Таджикская. Вольфрамовое эндогенное оруденение встречается во всех металлогенических областях, но главные промышленные объекты приурочены к Южному Тяньшаню.

В Средино-Тяньшаньской металлогенической области вольфрамовое оруденение размещается в Каратау-Нарынской и Курамино-Ферганской зонах, в Северо-Чаткальской и Кураминской подзонах, а также в переходной полосе между ними.

Вольфрамовое оруденение Средино-Тяньшаньской области многовозрастное, что характерно для жестких структур.

В Северо-Чаткальской металлогенической подзоне с полным геологическим разрезом (от докембрия до интрузий верхней перми) вольфрамовое оруденение в относительно значительных масштабах считается двух возрастов — среднекарбовое и верхнепермское. Локализуется оно преимущественно в Пскем-Сандаш-Ункурташ-Чаватинской и в Майдантал-Ойгаингской рудных зонах. В первой оно предположительно среднекарбовое, локализуется в нижнепалеозойских терригенных толщах, живет фран-

ских песчаниках и гранитоидах гранодиорит-адамеллитового комплекса С₂ и представлено главным образом высокотемпературной сульфидно-шеелитовой формацией (табл. 4). Характерна геохимическая зараженность вольфрамом вмещающих толщ и локализация оруденения в экзо- и эндоконтактах или внутри интрузивов. Промышленные объекты здесь пока не выявлены (рудопроявления Ункурташ, Дайковое), но есть крупная структура, уходящая от Чаваты к Ункурташу (Т. М. Воронич, И. Левченко), которая, по-видимому, стоит оценочных работ. Потенциально промышленными здесь будут вероятно высокотемпературные кварцево-вольфрамовые жильные формации с возможным образованием штоков.

В Майдантал-Ойгаингской рудной зоне вольфрамовое оруденение позднегерцинское и связано с интрузиями гранит-аляскитового комплекса. Представлено пегматитово- и грейзено-редкометалльными формациями (табл. 4) с большими содержаниями попутных редких металлов, также содержащих Nb, Ta, Sn и другие элементы-примеси (Шувалов и др., 1977). Вольфрам присутствует главным образом в виде вольфрамита. Гранитоиды специализированы геохимически на редкие, включая вольфрам, металлы. Оруденение локализуется в апикальных частях интрузий, их эндо- и экзоконтактах. Характерны апокарбонатные (особенно по доломитовым породам) грейзено-редкометалльные образования (Шувалов, 1976). Спутником всех вышеперечисленных формаций и интрузий является флюорит. Промышленная ценность окончательно не выяснена в связи со сложными географо-экономическими условиями, но перспективы, вероятно, не малые.

В переходную зону помимо Чаватинского узла попадает еще Акбулакский вольфрамоносный узел, по-видимому, с разновозрастным оруденением. Наиболее значительный объект — Саргардон (Р₂) близок к объектам Майдантал-Ойгаингской зоны, но с большим количеством сульфидов и соответственно относится к кварц-грейзен-сульфидно-редкометалльной формации. Сильно повышенной вольфрамоносностью (уже в форме шеелита) обладает скарново-медно-редкометалльно-полиметаллическое месторождение Кошмансай и отмечаются еще плохо изученные зоны изменения (альбитизация и др.) с шеелитом в Чаткальском гранодиорит-адамеллитовом интрузиве. Мы (Т. М. Воронич и др.) склонны объяснить повышенную вольфрамоносность этой зоны вероятной связью со сквозными региональными разломами (Арашанский, Кумбельский, Кенкольский), доходящими до богатого вольфрамом Южно-Тянь-Шаня.

Кураминская подзона отличается слабым развитием вольфрамовой минерализации, но на юге подзоны, близ границы с Южным Тянь-Шанем, имеется Моголтауская рудная зона с промышленными вольфрамовыми объектами. В формационном отношении они близки к Южно-Тяньшаньским (скарново-шеелитовый

Рудные формации вольфрама центральной части Средней Азии
по М. С. Кучуковой (с учетом данных М. И. Исмаилова, В. Б. Шувалова,
В. Д. Отрошенко Н. Г. Шакирджанова и др.)

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
Группа эндогенных месторождений				
Класс плутоногенных месторождений				
Скарново-апогранит-кварц-вольфрамовое	Скарново-апогранит-кварц-вольфрамовое	Скарново-шеелитовая	Геденберgit-амфибол-кварц-шеелитовый Амфибол-пироксен (диоксид-фассаит-салит)-шеелитовый Гранат-пироксен (геденберgit)-кварц-молибденит-шеелитовый Скаполит-пироксен (геденберgit)-гранат-кварц-молибденит-шеелитовый Гранат-пироксен (геденберgit)-амфибол-золото-пирит-халькопирит-шеелитовый. Гранат-пироксен (геденберgit) кварц-арсенопирит-золото-шеелитовый Гранат-пироксен (геденберgit)-пирротин-пирит-халькопирит, арсенопирит-касситерит-шеелитовый Амфибол-гранат-пироксен (диоксид-фассаит-пирротин-халькопирит-золото-висмут-шеелитовый	Ингичка, Бештал, Учмуллы, Дарайтут, Тамдыкуль, Даштыгурон и др. Джин Койташ, Угат, Шаит, Хаузбулак Лянгар (Центр), Чонкашкасу, Ташбалты и др. Чорухдайрон, Хамрабат Джузумли, Чуюн, Кумбель, Джайлау, Чаштене, Яхтон (Вост.), Лянгар (Водоразд.), Таррорсай и др. Лянгар (Зап.), Яхтон и др.
— апогранитовый	Апогранит-шеелитовая	Апогранит-шеелитовая	Кварц-полевошпат-серицит-пирит-золото-шеелитовый Кварц-полевошпат-серицит-хлорит-арсенопирит-висмут-молибденит-золото-шеелитовый	Койташ, Угат, Шаит, Ингичка, Яхтон, Лянгар, (Водораздельный Кв. жил) Лянгар (Зап.), Алтынтау, Шуркунда и др.

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопровялений
Гидротермальный		Кварц-сульфидно-шеелитовая	Кварц-молибденит-шеелитовый	Чаштепе
Пегматовый	Скарново-скарноидно-грейзен-редкометалльное (W, Sn)	Редкометалльная (W, Sn и др.) в гранитных пегматитах	Кварц-халькопирит-пирротин-шеелитовый	Наврзуалы, Ухум, Дайковое, Захтон, Гава и др. Ойгаинг, Алтынтау, Моголтау и др.
Скарново —		Скарново-скарноидно-шеелитовая	Гранат (гроссуляр)-кварц-шеелитовый с оловом	Каратюбе, Джам, Айназарат, Лянгар, Тюрякуль, Дауташ, Карачакудук Каратюбе (юго-зап.) Миранкуль
			Гранат (гроссуляр)-везувиан-флюорит-шеелитовый с оловом	Каратюбе, Сазаган, Джам, Маджиген, Акчоп и др.
			Гранат-везувиан-тремолит-пироксен (фассант, диопсид-салит)-шеелитовый	Хасантепе, Аякчи, Терсаксай и др.
			Скаполит-пироксен (диопсид-салит)-гранат-везувиан-шеелитовый	Сарыкуль, Ингичка-Боло, Аксай, Эрикуль и др.
			Пироксен (диопсид, фассант)-амфибол-кварц-шеелитовый	Капчагай, Фазильмантау, Эгирбугры, Яхтон (юж.)
			Амфибол-грейзен-шеелитовый	Тиллягульсай, Аккурган и др.
			Амфибол-кварц-галенит-сфалерит-халькопирит-шеелитовый	Тиллягульсай
		Скарново-скарноидно-сульфидно (полиметаллы) шеелитовая	Волластонит-гранат-везувиан-сульфидно (СФ, Ga и др.) шеелитовый	

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
— Грейзенный		Кварц-грейзен-редкометаллическая (W, Sn и др.)	Форстерит-тремолит-пироксен-гранат-везувиан-серпентин-галенит-висмут-шеелитовый Кварц-мусковит-серицит-турмалин-касситерит-шеелитовый	Тиллягульсай, Аккурган и др.
			Кварц-мусковит-серицит-касситерит-вольфрамит-сульфидный Кварц-касситерит-шеелитовый	Капчигай, Тарпорсай, Каратюбе, Лянгар, Хасантепе, Аякчи, Чайдароз, Ярмакси и др.
Гидротермальный		Кварц-редкометаллическая (W, Sn и др.)	Кварц-мусковит-серицит-касситерит-вольфрамит-сульфидный Кварц-касситерит-шеелитовый	Каракыз, Ойганг, Аютор, Саргардон, Ортабель и др.
			Кварц-сульфидно-касситерит-шеелитовый	Акмазар и др.
			Кварц-касситерит-сульфидный Кварц-вольфрамитовый	Джелансай, Тутаксай, Таулисай, Курайское, Карамечеть и др. Саргардон, Тоялмыш Урусай, Ойганг

тип), но сказывается и специфика Срединно-Тяньшаньской металлогенической области (обилие на некоторых объектах рудной зоны в парагенезисе с шеелитом магнетита, гематита, полиметаллов; Янгикан). Особенностью основного месторождения Чорух-Дайрон (скарново-молибденит-шеелитовое, табл. 4) является локализация его в гранитоидах (гранодиоритах и монцонитах). Возраст рудных объектов Моголтауской зоны большинство исследователей считают нижнепермским согласно возрасту развитых в зоне чорухских малых интрузий. Возникновение вольфрамоносной зоны здесь, видимо, связано с влиянием Южного Тянь-Шаня и пермской позднегерцинской «активизации», поскольку простираение всех рудоносных зон восток-северо-восточное, характерное для позднегерцинского секущего пояса.

Есть в переходной зоне и еще один вольфрамоносный объект с оруденением нового в регионе гидротермального типа, локализующийся в наиболее молодом субвулканическом Бабайтагском интрузиве (P₂). Перспективы его (Дарават) и генетические особенности недоизучены (В. Ткачев и др.).

Впервые в Кураминской подзоне отмечена повышенная вольфрамоносность стратиформных залежей редкощелочного оруденения в углеродисто-карбонатно-глинистых горизонтах основания трахибазальт-липарит-трахилипаритового комплекса (Воронич, Глейзер, 1971).

Южно-Тяньшаньская металлогеническая зона — самая продуктивная. Вольфрамовое оруденение здесь представлено преимущественно скарново-шеелитовыми и редко другими (кварц-сульфидно-шеелитовая, кварц-шеелит-золоторудная и др.) формациями.

Вольфрамовые и вольфрамсодержащие формации в основном сосредоточены в Нуратино-Туркестанской, Зеравшано-Гиссарской, Южно-Гиссарской и очень слабо проявлены в других металлогенических зонах или редкометалльно-золоторудных поясах по старой терминологии (Хамрабаев, 1958, Кучукова и др. 1971).

В Нуратино-Туркестанской металлогенической зоне большинство вольфрамовых и вольфрамсодержащих формаций приурочено к отложениям каледонского и герцинского подэтажей (Кучукова, Рахматуллаев и др., 1971), где генетически и пространственно связаны с верхнекарбон-нижнепермским гранитоидным комплексом (с гранодиоритами и реже гранитами).

В пределах Нуратино-Туркестанской зоны выделяются металлогенические вольфрамоносные подзоны (с молибденом, золотом, медью, мышьяком, висмутом и др.); Туркестано-Алайская (с Меликсайской рудной зоной), Нуратинская (с Койташской, Темиркабук-Кошрабатской, Актау-Каратауской и Каратауской рудными зонами).

Простираение рудных зон субшироотно-северо-западное, соответствующее общему простираению геосинклинальной структуры. Размещение определяется главным образом положением продуктивных интрузий и их экзоконтактов, приуроченных преимущественно к антиклинальным структурам. Главные продуктивные формации — скарново-шеелитовые с их различными разновидностями (собственно скарново-шеелитовая, скарново-сульфидно-шеелитовая и др.). Образованию скарново-шеелитовых типов формаций, по-видимому, благоприятствовала вся энергетическая система геосинклинальной обстановки с мезоабиссальными гранитоидными интрузиями повышенной основности, ассимиляция вмещающих толщ, кислотный потенциал и др.

Зеравшано-Гиссарская металлогеническая зона содержит крупные концентрации вольфрама в виде скарново-шеелитовой формации преимущественно в Зирабулак-Зиаэтдинских, скарново-сульфидно-шеелитовой в Зеравшанских горах, скарново-скарноидно-шеелитовой в Каратюбинских и редко Зирабулакских горах, скарново-скарноидно-шеелитовой — в Чакылкаляне.

Локализуются они в верхнеордовик-нижнесилурийских, верхнесилур-нижнедевонских и меньшей мере — в среднедевон-нижнетурнейских отложениях. При этом месторождения и рудопроявления скарново-шеелитовых формаций генетически и пространственно связаны с умеренно кислыми средневерхнекарбон-нижнепермскими гранитоидами (гранодиориты—адамеллиты). Возраст скарново-скарноидно-шеелитовых образований спорный. Возможно, эти месторождения и рудопроявления по своим условиям размещения могут быть отнесены к стратиформному типу. Мы связы-

ваем их формирование с кислыми разностями гранитов (биотитовые, двуслюдяные и др.) того же возраста. Г. Д. Шмулевич и др. считают их более древними. В пределах данной зоны выделяются металлогенические подзоны: Зеравшанская с Мосриф-Рудаклинской и Зеравшанской рудными зонами и Зиаэтдин-Каратюбинская подзона с Каратюбинской, Северо-Зирабулакской и Зирабулак-Зиаэтдинской рудными зонами. Принципы оконтуривания их близки к предыдущей Нуратино-Туркестанской металлогенической зоне.

Кроме этого, вольфрам образует незначительные концентрации в Гиссарской зоне с небольшими объектами также скарново-шеелитового типа. В наиболее крупном из них — Майхуре присутствуют олово и вольфрам, что сближает ее с некоторыми объектами соседних жестких структур.

Металлогенические факторы размещения вольфрамового оруденения

Геотектонический фактор. Все известные вольфрамоносные зоны и узлы локализуются как в геосинклинальных, так и в жестких срединномассивных структурах при явно преобладающей их роли в геосинклиналях.

В мегаструктурном плане все известные эндогенные месторождения и рудопроявления вольфрамовых формаций, как впрочем и других, контролируются зонами наиболее интенсивных тектонических движений, характеризующихся глубинным заложением и длительной историей развития. Эти зоны представлены в геосинклинальных областях рассматриваемой территории линейновытянутыми системами антиклинорийевых и синклинорийевых структур, согласных с общим простиранием геосинклинали. Расположены они в основном с зонами других металлов на линии поперечных структур, где и были проявлены максимальные тектонические напряжения во всей мощности земной коры. Характерен относительный подъем границы М (40—45 км).

Обычно гранитоидные массивы и связанные с ними рудные поля и узлы приурочены к антиклинальным структурам второго и более мелких порядков субширотного простирания. В отмеченных структурах месторождения и рудопроявления скарново-шеелитовой формации размещены в их крыльях, осложненных складчатостью мелких порядков в сочетании с межпластовыми и секущими нарушениями.

Некоторые месторождения и рудопроявления локализованы в крыльях синклинальных складок (Койташское рудное поле — в северном крыле одноименной мульды и др.).

Магматический фактор. Данные многих исследователей (Х. М. Абдуллаев, К. Л. Бабаев, И. Х. Хамрабаев, Х. Н. Баймухамедов, Т. М. Мацокина-Воронич и др.) и личные наблюдения авторов показывают, что магматический фактор — один из опре-

деляющих в формировании и локализации скарновых, грейзеновых и других вольфрамовых формаций.

Большинство вольфрамовых и вольфрамсодержащих месторождений и рудопроявлений пространственно и генетически связаны с гранодиорит-гранитовым и гранитовым комплексами, приурочиваясь к эндо- и экзоконтакту интрузивных массивов, сформированных на различных вертикальных уровнях в благоприятных геолого-тектонических условиях. При этом месторождения и рудопроявления скарново-шеелитовой формации и ее разновидностей генетически и пространственно связаны с гранодиоритами, адамеллитами и др., скарново-скарноидно-вольфрамового и грейзен-редкометального семейства (возраст спорный) — возможно с гранитами, пегматитовые, грейзеновые и другие редкометальные формации — с аляскитоидными гранитами.

Локальные факторы — приуроченность месторождений и рудопроявлений к участкам интрузивных массивов с неровной контактовой поверхностью, выступам (Лянгар, Ингичка, Джайлау и др.), сателлитам или апофизам не вскрытых интрузивов (Яхтон, Чаштепе и др.).

Структурные факторы. Основные из них: контакт между интрузиями гранитоидов и породами кровли, слоистость осадочно-метаморфических толщ, межпластовые и межформационные нарушения, дорудные секущие разрывные нарушения и зоны трещиноватых пород. Скарново-рудные тела формируются как при пологих ($10-45^\circ$), так и при крутых ($50-65^\circ$) залеганиях контактов интрузивов. Но в обоих случаях благоприятны секущие контакты, падения контактовой поверхности волнистого строения, возникшего за счет «вдавливания» интрузивов во вмещающие известняки (выпуклая поверхность) и выпуклости известняков в интрузив (вогнутая поверхность). Наиболее мощные рудные тела приурочены к участкам контакта с углами падения $25-45^\circ$.

Благоприятными «ловушками» для скарнообразования являются также желобообразные участки пологопадающей ($25-30^\circ$) контактовой поверхности, донные части которых расположены горизонтально.

Мощные скарново-шеелитовые залежи развиваются также в известняках, погруженных в виде ксенолитов в гранитоидных массивах. В структурах, где поверхность интрузива соприкасается с продуктивной толщей, с развитыми в ней трещинами отслоения пород, образовались комбинированные рудные тела: контактовые залежи, сопряженные с рудными «апофизами» в межформационных нарушениях.

Рудные проявления грейзеново-редкометальной, кварцево-редкометальной и других формаций, в единичных случаях скарново-сульфидно-шеелитовые формации (Чорух-Дайрон) локализованы в разрывных нарушениях и зонах трещиноватости в гранитоидах.

Литолого-стратиграфический фактор. Вольфрамовые (с Mo, Au, Sn, Bi и др.) месторождения и рудопроявления размещены в от-

ложениях двух структурных этажей: каледонского и герцинского.

Скарново-рудные залежи локализованы на контакте гранитоидов с карбонатными породами (мраморизованные известняки, доломиты, известковистые доломиты и т. д.) и вдоль межформационных отслоений, на контакте также карбонатов с песчаниками, сланцами, вулканогенными образованиями, иногда на значительном удалении от интрузивных массивов.

В каледонском структурном этапе сосредоточены месторождения Лянгар, Яхтон, Каратюбе, Ингичка, участки месторождения Койташ (Шаит-Джайлау, Хаузбулак, Восточный и др.).

В герцинском структурном этапе расположены месторождения Койташ (участки Центральный, Угат, Полоса Койташ-Угат, Шуркунда), Кумбель, Меликсу и др.

Особое пространственное положение занимают вольфрамовые руды в гранитоидных породах. Один из этих типов — «апогранитный» (И. Х. Хамрабаев, 1972), при котором размещено оруденение в эндоконтактной части интенсивно метасоматически измененных гранитоидов (Койташ, Лянгар, Ингичка и др.). Другой тип оруденения (Чорух-Дайрон) образует скарново-шеелитовые тела, приуроченные к сложнопостроенным разломам в гранодиоритах и монзонитах.

В зависимости от состава гранитоидных и вмещающих осадочно-метаморфических пород образуются скарны и руды с определенным парагенезисом минералов и элементами-примесями (М. С. Кучукова и др., 1971). Так, на контакте гранитоидных пород с известняками развиваются железо-известковистые скарны, с доломитами — магнезиальные, в межформационных отслоениях (на контакте карбонатных отложений со сланцами, песчаниками) — глинозем-железо-известковистые.

Литологический фактор также влияет на морфологию скарново-рудных тел. Контактные залежи имеют линзовидную, пластообразную, седловидную и более сложные формы. Скарново-рудные тела, локализованные в межформационных структурах, пластообразной, линзовиднообразной, иногда штокверковидной формы (Сарыкульская скарново-рудная зона Каратюбе).

Особенности формирования месторождений вольфрама

Особенности формирования скарново-шеелитовых месторождений подробно разбирались во многих работах, начиная с работ Х. М. Абдуллаева (1947). Значительная роль отводилась процессам карбонатной ассимиляции в гранитоидах, уралитизации и остаточного кальцита в отложении шеелита. Позднее группа И. Х. Хамрабаева (1958), М. С. Кучукова (1971) и др. много внимания уделяли петрологическим и петролого-геохимическим особенностям рудоносных интрузивов (состав темноцветных, геохимическая зараженность вольфрамом гранитоидов вплоть до появления акцессорного шеелита) и вмещающих толщ, сингенетич-

но зараженных вольфрамом. В последнее время также под руководством И. Х. Хамрабаева работает группа (Э. Искандаров, А. Бабаджанов, М. Юсупов и др.) по определению роли физико-механических и теплофизических свойств вмещающих оруденение пород и скарновых минералов (в частности, влияние теплоемкости, теплопроводности пород, благоприятность крупнозернистых мраморов и скарнов, зоны осветления в мраморах и др.).

Скарново-рудные объекты формировались в мезоабиссальных условиях на глубине от 1 до 4—5, иногда до 7 км (Зирабулак-Знаэтдинские горы). По экспериментальным данным (Кучукова и др., 1971) температура образования промышленных концентраций шеелита 400—450°, а скарновых минералов 500—900°. Известный вертикальный размах оруденения до 1000 м.

Для грейзеново-вольфрамовых месторождений Северо-Чаткальской подзоны В. Б. Шувалов провел расчеты, которые показывают, что на площади в 1 км² при глубине 0,5 км (вертикальный размах грейзеновой минерализации) в гранитах при среднем содержании в них 5 г/т вольфрама может находиться 6400 т W. Сравнение этих данных со сведениями о количестве вольфрама, содержащемся в кварцево-жильно-грейзеновых телах, показывает, что только незначительная часть вольфрама мобилизуется из вмещающих гранитов на данном эрозионном срезе. Основная масса вольфрама поступает в кварцевожильно-грейзеновые тела из гранитов, осадочно-метаморфических пород нижележащих горизонтов или из глубинных источников.

Грейзеновые месторождения формировались в гипабиссальных условиях в широком диапазоне температур (400—160°C) и давлений, что обусловило различный состав минеральных ассоциаций. Изученные грейзеновые месторождения можно расположить в ряд (от месторождений с более высокими P—T условиями образования к менее высоким): Каракыз — Ойгаинг — Аютор — Саргардон. В этом направлении увеличивается вертикальный размах грейзеновой минерализации, растет количество сульфидов цинка, меди, свинца, молибдена, висмута, содержание золота, серебра и других элементов (Шувалов, 1976).

Поисковые критерии и перспективы

В целом они вытекают из перечисленных факторов размещения и условий формирования. Кратко перечислим следующие.

1. В региональном плане: бóльшая благоприятность геосинклинальных структур, а в них — поперечных зон с относительно небольшой глубиной границы M и повышенной тектонической напряженностью;

2. Определяющая роль интрузий в локализации вольфрамового оруденения почти всех формаций — гранодиоритов, адаметеллитов и гранитов преимущественно для скарново-шеелитовых формаций и гранитов, аляскитов для пегматитовых, грейзеновых, кварцево-

грейзеновых. Продуктивные интрузии имеют S_3 — P возраст в Южном Тянь-Шане, S_2 и P_2^2 — в Среднем. Специализация на вольфраме интрузий и даек.

В локальном плане: 1) благоприятность пологих контактов, ловушек, зон дробления и изменения; 2) интенсивный метаморфизм вмещающих пород, анизотропия толщи (с резко отличными физико-механическими и теплофизическими свойствами), крупнокристаллические скарны и мрамора («с рассыпчатым» кальцитом), пологое залегание (25 — 55°) вмещающих пород. Геохимические факторы для каждого семейства характеризуются своим набором элементов-примесей; для скарново-вольфрамового — молибден, медь, золото, мышьяк, висмут и др.; для скарноидно-вольфрамовых — олово, бериллий, литий, свинец, цинк, серебро и др.; особая роль новых типов руд (апогранит-шеелитовых, роговиковых, скарново-скарноидно-шеелитовых, возможно, марганец-вольфрамовых, золоторудно-шеелитовых и других, а также стратиформных вольфрамоносных залежей) различного возраста.

На основании вышеотмеченных закономерностей размещения и критериев скарново-вольфрамового оруденения на территории Западного Узбекистана выделяются следующие перспективные площади: в Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоне — Южно-, Северо- и Западно-Зирабулакская, Джам-Каратюбинская, Аксай-Сарыкульская, Саятсай-Хасантепинская и Чапылкалянская, в Туркестанской — Битаб-Актауская, Койташская и Темиркабук-Кошрабатская площади.

На территории Восточного Узбекистана в Каратау-Нарынской металлогенической зоне — Майдантал-Ойгаингская, Пскем-Сандаш-Ункурташ-Чаватинская и Угам-Кумбельская рудные зоны.

Металлогенические особенности флюоритового оруденения

Средняя Азия, в особенности Узбекистан — один из крупных флюоритоносных регионов Советского Союза. Причем 90% месторождений и рудопроявлений флюорита Средней Азии сосредоточено на территории Кураминской металлогенической подзоны, вблизи ее границы с Северо-Чаткальской и Кассанской подзонами.

Закономерности размещения флюоритовых месторождений Средней Азии и отдельных ее регионов изучали Е. К. Тепикин, А. О. Буторин, Г. Г. Грушкин, Е. М. Головин, М. Г. Калабина, А. А. Малахов, Э. Х. Гольдшмидт, А. Е. Толкунов, В. И. Калинин, К. П. Воинова, Ю. В. Бородин и многие другие. Флюоритовые месторождения систематизированы на рудно-формационной основе (табл. 5).

Эпохи образования месторождений

Данные о возрасте пород, вмещающих и перекрывающих месторождения, и о взаимоотношении флюорита с датированными руд-

Эндеогенные рудные формации флюоритовых месторождений
Центральной части Средней Азии (составили Э. А. Дунин-Барковская,
В. И. Калинин, Р. А. Мусин, В. Б. Шувалов, К. А. Рахманов)

Генетический тип	Семейство	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений, рудопроявлений
Класс плутогенных месторождений				
Пневматоли- товый, скарно- вый	Редкоме- тально- флюорито- вое	Грейзено- редкометаль- но-флюори- товая	Скарново-грей- зеново-редкоме- тально-флюори- товый Апокарбонат- но-грейзеново- редкометально- флюоритовый Грейзеново- редкометально- флюоритовый (с вольфрамитом) Кварц-барит- галенит-сфале- рит-флюорито- вый	Каракыз-Анауль- ганская группа рудопроявлений, Ойгаинг, Саргардон (Шабрез) Баркрак, Саргар- дон (уч. Абдукарим- сай, Центральный) Ойгаинг
Гидро- термаль- ный	Кварц- флюорит- свинцово- цинковое	Кварц-ба- рит-галенит- сфалерит- флюоритовая	Кварц-барит- галенит-сфале- рит-флюорито- вый	Наугарзан, Бигор, Могов, Такоб, Кан- дара, Кальтуч
Класс вулканогенных месторождений				
		Кварц-кар- бонат-барит- флюоритовая	Кварц-барит- флюоритовый с сульфидами свин- ца и цинка (ма- лосульфидный) Кварц-барит- флюоритовый с сульфидами меди Кварц-барит- флюоритовый с сульфидами сурь- мы и ртути (джаспероидный) Кварц-флю- оритовый	Агата-Чибаргата, Наугискен, Аурах- мат Дудесай, Бадам, Керагил Абшир, Медная гора (Хайдаркан- ского рудного поля) Сунпоташ, Чак- макташ, Мочайлы, Кызылбаур, Дю- шалы
Класс месторождений неясного происхождения				
	Осадочно- метамор- фогенный	Карбонат- но-флюорито- вая	Кальцит-флю- оритовый Доломит-флю- оритовый (неяс- ного генезиса, возможно, мета- морфогенно- осадочный)	Диамаликское, Красные холмы (Сев. Таджикистан) Учкулач-Пистали- тау

ными образованиями свидетельствуют о наличии двух эпох флюоритообразования — позднепалеозойской и мезозойской. В мезозойской эпохе этот процесс выражен слабо и сопряжен с таковым в палеозойской. Вопрос о его самостоятельности находится под сомнением. Месторождение Красные Холмы (басс. р. Кафирнигана) заключено в отложениях нижнего мела и в подстилающих гранитоидах палеозоя.

В палеозойской эпохе позднепермский этап наиболее мощно выражен и точнее датирован, чем раннепермский.

Главнейшие рудные залежи флюоритовых месторождений района Агата — Чибаргата локализованы в вулканитах липаритовой формации нижней перми. Все другие месторождения флюорита так или иначе ассоциируют с наиболее молодыми магматическими (поздние гранитоидные, щелочно-базальтоидные) и рудными формациями (свинцово-цинковые, редкометалльные, сурьмяно-ртутные и т. д.) позднегерцинского возраста.

Металлогеническое районирование

В связи со слабым проявлением флюоритообразования мезозойской эпохи характеристика ее не приводится.

Флюоритовое оруденение позднепалеозойской эпохи проявлено во многих структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня: Каратау-Нарынской, Курамино-Ферганской, Учкулач-Гузанской, Северотамды-Южноферганской, Гиссарской, Амударья-Кугитангской (табл. 6).

Многочисленные флюоритовые месторождения пермского возраста находятся в контурах предполагаемого позднегерцинского северо-восточного рудного пояса, проходящего через все три металлогенические области от Чаткало-Кураминских гор до юго-западных отрогов Гиссара.

В **Каратау-Нарынской** металлогенической зоне в Северо-Чаткальской подзоне выделена Майдантал-Ойгаингская рудная зона с рудопроявлениями грейзеново-редкометалльно-флюоритовой формации (Каракыз, Баркрак).

В **Курамино-Ферганской** металлогенической зоне на границе Кураминской подзоны с Северс-Чаткальской и Кассанской выделена Угам-Кумбельская рудная зона с низкотемпературными месторождениями кварц-карбонат-барит-флюоритовой (Дудесай, Бадам и др.) и грейзеново-редкометалльно-флюоритовой (Шабрез) формациями. Наиболее крупные месторождения размещены в Курамино-Ферганской зоне (Кураминская подзона, в пределах Центрально-Кураминской и Карабаш-Чилтенской рудных зон) Рудоконтролирующие структуры в западной части подзоны имеют субширотное, а в восточной северо-западное простирание. Эта закономерность, по мнению Р. А. Мусина, обусловлена влиянием двух региональных разломов: Северо-Ферганского субширотного и Таласо-Ферганского северо-западного. Наибольшее значение

Схема металлогенического районирования центральной части Средней Азии на флюорит
(составили Э. А. Дунин-Барковская, В. И. Калинкин, Р. А. Мусин, К. А. Рахмафов, В. Б. Шувалов, И. Е. Гамалеев)

Металлогеническая			Рудные			Примеры месторождений
область	зона	подзона	зона	узел	формация	
Срединно-Тяньшаньская	Каратау-Нарынская	Северо-Чаткальская	Майдантал-Ойгаингская флюорит-редкометалльная	Каракыз-Анаульганский	Грейзеново-редкометалльно-флюоритовая	Каракыз
				Баркрак-Ойгаингский	То же	Баркрак
	Курамино-Ферганская	Кураминская	Угам-Кумбельская свинец-цинк-флюоритовая	Бадамский	Кварц-карбонат-барит-флюоритовая	Аксу, Бадам
				Дудесай-Лачинханийский		Дудесай, Керагил
				Бричмуллинский		Аурахмат, Пальтау
				Акбулакский	Грейзеново-редкометалльно-флюоритовая Кварц-карбонат-барит-флюоритовая	Шабрез
				—	То же	Рудопроявления юго-восточной части Арашанского разлома
				Чадакский	Кварц-флюоритовая	Суппаташ
				Наугарзанский	Кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовая	Наугарзан, Кенгутан, Лояк, Акмогол
				Адрасманский	То же, совмещенная с кварц-халькопирит-висмутиновой	Канимансур

Металлогеническая			Рудные			Примеры месторождений
область	зона	подзона	зона	узел	формация	
			Ташбулак-Чалата-Алтынтопканская флюорит-свинцово-цинковая	Алтынтопканский	Кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовая	Каскана, Чашлы
			Карабаш-Чилтенская медь-висмут-флюоритовая	Чибаргатинский	Кварц-карбонат-барит-флюоритовая	Агата-Чибаргата, Наугискен, Кичик-Арсаган, Кызыл-Баур
			Учкулач-Гузанская	Ханбанды-Писталитовая	Учкулачская свинцово-цинковая	—
Южно-Тянь-шань-ская	Северотамды-Южноферганская	Катранская	Хайдаркан-Чавайская флюоритортутно-сурьмяная	—	Кварц-карбонат-барит-флюоритовая	Медная гора (Хайдаркан), Абшир
	Гиссарская	Южно-Гиссарская	Такобская	—	Кварц-карбонат-барит-флюоритовая	Такоб, Бигор, Могов
Каракум-Таджикская	Амударья-Кугитангская	Кугитангская	свинец-цинк-флюоритовая	—	Карбонатно-флюоритовая	Красные холмы, Диамаликское
			Кугитангская флюоритовая	Кугитангский	Грейзеново-редкометалльно-флюоритовая	Кугитанг
					Кварц-карбонат-барит-флюоритовая	Мочайлы

имеют Карабаш-Чилтенская рудная зона с гидротермальными месторождениями (Агата-Чибаргата и др.) кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации и Центрально-Кураминская с комплексным месторождением Канимансур.

В Южно-Тяньшаньской металлогенической области (Северотамды-Южноферганская металлогеническая зона) флюоритовые месторождения сопряжены с месторождением ртути Хайдаркан (Медная гора) и сурьмы (Абшир). Они контролируются кулисообразной серией субширотных глубинных разломов Южной Ферганы и составляют ряд рудных зон.

В **Учкулач-Гузанской** металлогенической зоне в Писталитауской рудной зоне установлено площадное развитие тонковкрапленного флюорита-ратовкита (Хамрабаев, 1958; Чеботарев, 1966), относящегося к доломит-флюоритовому минеральному типу карбонат-флюоритовой формации.

В Южном Узбекистане и Северном Таджикистане известно более 50 рудопоявлений флюорита и только одно месторождение (Такоб). Они объединены в Гиссарскую флюоритово-полиметаллическую рудную зону Р. Б. Баратовым и Кугитангскую флюоритовую И. Е. Гамалеевым и другими.

Гиссарская флюорит-полиметаллическая зона прослеживается вдоль экзо- и эндоконтакта гранитной интрузии. В ее пределах отчетливо выделяется полоса с флюоритово-полиметаллическим оруденением в порфиридных гранитах верхнего палеозоя, имеющая северо-западное простирание, к ней тяготеют месторождения Такоб, Могов, Кандара, Кальгуч и другие проявления кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовой формации.

Кугитангская флюоритовая зона прослеживается в субмеридиональном направлении по западному контакту одноименного гранитного интрузива. К ней приурочено Кугитангское рудное поле с проявлениями кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации.

Металлогенические факторы размещения флюоритовых рудных формаций

Геотектонический фактор. В центральной части Средней Азии наиболее крупные месторождения сосредоточены в Курамино-Ферганской зоне. Размещение рудных поясов, зон и месторождений контролируют разломы различного порядка. Многие из них, особенно крупные (в том числе пограничные) неоднократно обновлялись, благодаря чему образовались протяженные и мощные полосы, состоящие из серии субпараллельных, часто кулисообразно размещенных разрывов.

По мнению Р. А. Мусина (1970), расположение позднегерцинских флюоритовых месторождений в металлогенических зонах не ограничено типами тектонических блоков. Они одинаково широко распространены как на поднятиях, так и в депрессиях. Это свиде-

тельствует о том, что в период формирования флюоритовых месторождений уровень консолидации депрессионных блоков в конце палеозоя оказался сходным с поднятиями. Благодаря этому крупные разломы и поздние дайки, в том числе протяженные, пересекают разнотипные тектонические блоки. С проникновением даек в депрессию связано синхронное с ними проявление рудной минерализации, в том числе и флюоритовой.

По мнению других исследователей (Калинкин, Толкунов, 1974; Калинкин и др., 1977), на формировании флюоритового оруденения на фоне сложного блокового строения Чаткало-Кураминских гор сказывается важная рудоконтролирующая роль вулканотектонических структур. Наиболее интенсивно она проявлена в депрессиях позднего заложения, сложенных вулканогенными породами P_1 — P_2 (шурабсайская, равашская и кызылнуринская свиты), фундаментом для которых служат жесткие гранитоидные массивы с отсутствием или незначительным развитием отложений среднего структурного яруса. При этом в типичных кальдерах проседания (Карабашская) флюоритовое оруденение размещается во внутренней части в зонах мощных разломов (Агата-Чибаргата, Наугискен и др.), а в вулканокупольных структурах (например, Наугарзанская) в их периферических частях (Наугарзан, Кенгутан, Кичин-Арсаган, Лояк и др.). В ранних вулканотектонических депрессиях (например, Алтынтопканская), сложенных карбонатными породами D — C_1 и вулканогенными C_1 — C_3 , известны отдельные небольшие месторождения (Чашлы, Каскана и др.).

Литолого-стратиграфический фактор. Региональная зараженность некоторых карбонатных и сланцевых толщ, вулканогенных или интрузивных образований фтором, заключенным в фосфоритах, апатите, ратовките, аксессуарном флюорите и других соединениях, сыграла определенную роль в металлогенической специализации отдельных площадей. Бедное флюоритовое оруденение ратовкитового типа, сопряженное с вулканогенно-осадочными стратиформными залежами свинца и цинка, известно в Учкулач-Писталинской зоне (Хамрабаев, 1958; Чеботарев, 1966), А. Х. Туресебеков обнаружил сингенетичный флюорит в доломитах и известняках D_2 — C_1 от 0,01 до 1% и показал его преобразование при метаморфизме в центральном блоке Алмалыкского рудного района. Карбонатные или карбонатсодержащие породы, служившие источником кальция для фиксации легколетучего фтора (Рахманов, 1971), часто локализуют месторождения флюорита. Известно также формирование флюоритовых жил в осадках мезо-кайнозоя, перекрывающих флюоритовые залежи в породах палеозоя.

Проведенный В. И. Калинкиным анализ размещения флюоритового оруденения в Чаткало-Кураминских горах, показал, что оно распределено весьма неравномерно в различных структурных этажах и ярусах. В нижнем структурном этаже, сложенном вулканогенно-осадочными отложениями O , S и D , выявлено несколько

ко проявлений флюорита, а в среднем — все месторождения и большое количество рудопроявлений.

Размещение оруденения в среднем структурном этаже неравномерно. В нижнем структурном ярусе, сложенном терригенно-карбонатными отложениями D_2 — C_1 локализованы флюоритовые месторождения Аурахмат, Бадам, Шабрез и др. В среднем, сложенном вулканогенно-осадочными отложениями и средне- и верхнекарбонowymi гранитоидами, количество флюоритовых проявлений и месторождений возрастает (Наугарзан, Кенгутан). Наибольшее количество проявлений флюорита сосредоточено в вулканогенно-осадочных породах верхнего структурного яруса, представленного преимущественно покровными, экструзивными и субвулканическими фациями шурабсайской, равашской и кызылнуринской свит (трахибазальт-липарит-трахилипаритовый комплекс, Р). Наиболее продуктивный уровень этого яруса — нижняя толща равашской свиты, в пределах которой локализована основная масса проявлений, в том числе месторождения Агата-Чибаргата, Наугескен и др. Вышележащие толщи Кызылнуринской свиты и подстилающие шурабсайской менее продуктивны в отношении локализации оруденения.

По мнению Р. А. Мусина, месторождения флюорита Кураминской подзоны размещены в основном в верхнем структурном ярусе палеозоя, сформировавшемся на границе P_1 — P_2 и частично в Pz_1 и на границе Pz_2 — Pz_3 . В других обособленных, дискретно развивавшихся крупных тектонических блоках время образования продуктивных ярусов может быть иным, так как оно фиксирует момент завершения одного полного цикла развития земной коры (осадконакопление — складчатость — интрузия — пенепленизация — формирование продуктивных кор выветривания). Не зависимо от положения в структурных ярусах флюоритовые месторождения пространственно близки к раннегерцинским гранитоидам и карбонатной толще среднего палеозоя, т. е. к породам, в которых находится кальций.

Следует отметить некоторую роль сочетания карбонатных пород со сланцами и в размещении флюоритового оруденения (Калинкин, Толкунов, 1975). Имеются небольшие месторождения флюорита, заключенные в карбонатных породах, перекрытых сланцами, подобно ртутным или сурьмяным месторождениям, контролируемым региональными разломами (Медная гора в Хайдаркане, Аурахмат в Чаткале и др.).

Магматический фактор проявлен в пространственной и, возможно, парагенетической связи флюоритового оруденения с поздними продуктами магматической деятельности герцинской эпохи. Месторождения грейзеново-редкометалльно-флюоритовой формации (Каракыз, Баркрак, Шабрез и др.) контролируются выходами кислых интрузий пермского возраста (Шувалов, 1970).

Месторождения кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации (Агата-Чибаргата, Наугескен и др.) сближены с субвулканичес-

кими фациями липаритов (Толкунов, 1965; 1970; Калинин, Толкунов, 1974; Калинин, 1975). Данные об абсолютном возрасте Агата-Чибаргатинских руд (270 млн. лет) примерно совпадают с возрастом протяженных даек лампрофиров, гранит-порфиров и диабазов (270—280 млн. лет). Многочисленные наблюдения указывают на пересечение субвулканических образований (включая различные дайковые) флюоритовым оруденением. Однако Р. А. Мусин и Д. Матчанов встретили обломки флюорита в дайках диабазового порфирита Агата-Чибаргатинского и Камышли-Карабауского рудных полей, что свидетельствует о продолжении магматического процесса и после рудообразования.

Л. М. Глейзер обнаружил небогатую тонковкрапленную флюоритовую минерализацию, возможно, стратиформную в липаритовых вулканитах P_1 (оясайская свита).

Месторождения кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации с примесью сульфидов меди — Дудесай, Керагил, Бадам и др. (Дунин-Барковская, Рахманов, 1966) пространственно ассоциируют и парагенетически связаны с щелочными базальтоидами в Угамской флюоритоносной полосе. Эта связь доказывается также и соотношением калия и натрия во флюоритах (Рахманов, 1972).

Следует также отметить, что магматические породы для большинства месторождений флюорита Средней Азии являются вмещающей средой (Наугарзан, Агата-Чибаргата, Наугискен, Такоб и др.).

Особенности распределения флюоритовых месторождений во времени хорошо объясняются и с общегеологических позиций. Анализируя распределение вулканогенных пород на фоне шкалы геологического времени можно отметить, что эпохи интенсивной вулканической деятельности приходятся на Д, С, и Р. При этом вулканические излияния сопровождаются выделением в атмосферу и гидросферу летучих (CO_2 , HF и др.). В ряде случаев устанавливается прямо пропорциональная зависимость интенсивности флюоритовой минерализации от интенсивности вулканической деятельности в различные геологические эпохи. Количество флюорита увеличивается к завершающим фазам вулканической деятельности.

Структурный фактор. Флюоритовые месторождения пермского возраста контролируются региональными и сопряженными с ними более мелкими разломами, трассируемыми магматическими образованиями поздних этапов герцинского тектоно-магматического цикла.

Положение рудных зон определяется региональными разломами, которые иногда являются пограничными. Это Северо-Ферганский, Южно-Гиссарский, а также более мелкие, располагающиеся внутри структурно-фациальных зон и подзон. К ним относятся Железный, Лашкерекский, Чибаргата-Чилтенский, Кенкольский, Кумбельский, Арашанский и их субпараллельные аналоги. Основные флюоритоносные рудные зоны вытянуты вдоль Угамского,

Кумбельского, Арашанского, Баштавакского разломов в Кураминской подзоне и на ее границе с Чаткальской, а также Пскемского в Северо-Чаткальской. Региональные разрывные структуры Кураминской подзоны осложнены вулкано-тектоническими депрессиями, купольными структурами и пограничными разломами между поднятиями и депрессиями. В вулкано-тектонических депрессиях юго-западных отрогов Чаткала выявлена отчетливая связь месторождений с жерлами палеовулканов и субвулканических интрузий. Геологические структуры флюоритовых месторождений, обусловленные формой залегания и внутренним строением вулканогенных аппаратов, отнесены к особому морфогенетическому подтипу в гидротермальных месторождениях (Калинкин, Толкунов, 1974; Калинин, 1975). Наиболее мощные и богатые рудные зоны чаще всего размещаются в корневых или краевых частях субвулканов и жерловин, в местах развития околожерловых, обычно обломочных фаций вулканитов.

Особенности формирования флюоритового оруденения

Источник вещества. Фтор гидротермальных месторождений возможно имел полигенные источники. Для месторождений грейзеново-редкометальной флюоритовой формации предполагается, что небольшая часть фтора мобилизовалась из вмещающих редкометальных гранитов на данном эрозионном срезе. Основная масса его поступала из пород более глубоких горизонтов или глубинных источников (Шувалов, 1970, 1975).

Для оруденения кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации с сульфидами меди (Дудесай, Бадам и др.), ассоциирующими со щелочными базальтоидами в зоне Угамских разломов, предполагается подкорový источник фтора и проникновение в верхнюю часть земной коры по региональным разломам (Рахманов, 1974). Для кальция при этом допускаются два источника — те же магматические очаги щелочных базальтоидов и его выщелачивание гидротермами из вмещающих известняков. Е. М. Головин связывает флюоритовое оруденение с базитокалиевыми интрузиями.

Для месторождений кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации с сульфидами свинца и цинка (Агата-Чибагата, Наугискен, Наугарзан и др.) допускается заимствование фтора и бария из вмещающих магматических пород при выщелачивании гидротермами (Монсеева, 1969). Иной точки зрения придерживаются Л. С. Пузанов и Л. В. Колпус (1973), установившие по соотношению натрия и калия во флюоритах смешанный магматический источник фтора, связанный с кислыми дифференциатами палингеновой магмы и с щелочно-основной магмой, причем отдают предпочтение последней.

Исходя из имеющихся материалов авторов и других исследователей по геохимической специализации поздних магматических пород герцинского цикла Чаткало-Кураминских гор на фтор, допу-

скаются различные источники фтора. Металлогеническая специализация региона хорошо увязывается с повышенным содержанием фтора в поздних магматических породах. Однако в целом в Средней Азии нельзя полностью исключить роль тонкодисперсного флюорита в карбонатных и вулканогенно-осадочных породах, присутствие которого известно в Учкулачском, Алмалыкском и других районах.

Для промышленных месторождений региона мы предполагаем парагенетическую связь флюоритового оруденения с кислыми магматическими породами пермского возраста.

Физико-химические условия. По результатам исследований уровня формирования оруденения (М. Г. Калабина, Э. Х. Гольдшмидт, И. П. Кушнарев, А. А. Малахов, И. К. Брагин, В. И. Калинин и др.), максимальные концентрации флюорита образовались на небольшой глубине. Об этом же свидетельствуют и парагенезисы минералов, наличие брекчиевой текстуры руд в ассоциации с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями, наблюдавшиеся Е. К. Тепикиным, Г. Г. Грушкиным, М. И. Моисеевой, Э. А. Дунин-Барковской, С. А. Доморяд, Г. В. Завьяловым и др.

По В. И. Калинин, в Карабашской мульде максимальные концентрации флюорита образовались на глубине 700—1200 м, а в Наугарзанской вулcano-купольной структуре — до 1000—1300 м. В целом флюоритовые месторождения локализованы в вертикальном диапазоне 300—800 м.

Месторождения кварц-карбонат-барит-флюоритовой формации являются низкотемпературными, образовавшимися в близповерхностных условиях в результате проявления многостадийного гидротермального процесса. На примере низкотемпературного месторождения Аурахмат видно, что флюорит главной стадии содержит много фтора и натрия (Грушкин, Приходько, 1952). Большое содержание последнего может свидетельствовать о том, что фтор при образовании этого месторождения привносился в основном в виде NaF. Температуры флюоритоносных растворов месторождений флюорита Средней Азии 250—90° (Грушкин, 1949, 1954).

Месторождения грейзеновой формации образовались в широком интервале температур (400—160°C) и давлений в гипабиссальных условиях (Шувалов, 1970, 1975). Ниже приводим данные о температурах образования гидротермальных минералов флюоритовых руд.

<i>Тип оруденения: месторождение</i>	<i>Минерал</i>	<i>Температура образования, °С</i>	<i>Автор</i>
Кварц-карбонатные метасоматиты с флюоритом (басс. р. Акбулак)	Кварц	46—106° (70°)	Р. А. Мусин Л. Е. Моргентерн, 1974
	Кальцит	90—125° (108°)	
Березиты и джасперонды с флюоритом (Абшир)	Флюорит	88—142° (110°)	Л. Е. Моргентерн, 1975
	Кварц	110—240°	

	Хлорит	120—220°	
	Флюорит	160—200, реже 120°	
	Анкерит	160—200, реже 120°	
Кварц-барит-флюоритовые жилы (Агата-Чибаргата)	Флюорит	70—230°; (промышленный—100—170°)	Л. С. Пузанов, 1972
Кварц-барит-флюоритовые жилы (Бадам)	Флюорит	65—170°	Л. С. Пузанов, 1972
47 месторождений СССР	Флюорит	Интервал минералообразования 300—60°С; главная масса жильного флюорита имеет температурный перепад кристаллизации от 25 до 40°, редко 60°, метасоматического—40—75, реже 90°	Л. С. Пузанов, 1972

Типы зональности. Во многих флюоритовых месторождениях и рудных полях отчетлива зональность в размещении минеральных ассоциаций, зависящая от структурных, литологических и геохимических условий рудоотложения. На флюоритовых месторождениях с проявленной кварц-барит-флюорит-сульфидной стадией верхние горизонты рудных тел и жил представлены баритом, кальцитом, флюоритом, роговиковым кварцем и сульфидами, средние — крупнокристаллическим массивным флюоритом, незначительным количеством кварца, барита и вкрапленностью ранних сульфидов, нижние — кварцем с гнездами флюорита и вкрапленностью сульфидов. Рудные тела кварц-флюоритовой стадии сложены в верхних частях флюоритом, халцедоновидным или мелкозернистым кварцем, в центральных — крупнокристаллическим флюоритом с небольшим количеством роговикового и друзовидного кварца, в нижних — жильным кварцем с гнездами флюорита. Горизонтальная зональность менее отчетлива, и в общих чертах повторяет вертикальную.

Вертикальная зональность изученных флюоритовых месторождений наиболее отчетливо выражена на месторождении Канмансур: серебро-свинцово-цинковая минерализация переходит с глубиной в свинцово-медно-флюоритовую и ниже — в медно-висмутитовую с примесью вольфрамита.

Поисковые критерии и перспективы

Приведенные сведения о рудоконтролирующих факторах, обуславливающих формирование и размещение промышленных залежей флюорита позволяют отметить важные особенности строения перспективных участков: 1) развитие поперечных или сопряженных разрывных нарушений; 2) значительные искривления основ-

ных северо-восточных разрывов по простиранню и падению; 3) наиболее длительное их развитие и, в частности, наличие многофазных субвулканических и жерловых фаций вулканитов, отличающихся по физико-механическим свойствам и составу от вмещающих туфогенно-осадочных пород; 4) значительные масштабы гидротермального изменения вмещающих пород и развитие минеральных ассоциаций «продуктивной» стадии минерализации.

Поисковые и оценочные критерии приводятся на основании изучения типоморфных особенностей важнейших и наиболее распространенных жильных и рудных минералов, последовательности формирования минеральных парагенезисов и зональности размещения в рудных телах и месторождениях.

Для кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовой и кварц-карбонат-флюоритовой формации к ним относятся следующие.

1. Геохимическая специализация на фтор магматических пород позднего этапа герцинского цикла: а) щелочных базальтоидов для поисков медно-флюоритового оруденения в зоне Угамских разломов; б) кислых вулканогенных и субвулканических для поисков барит-флюоритового оруденения с полиметаллами в Курминской подзоне.

2. Карбонатные и кварцевые прожилки с вкрапленностью флюорита, свидетельствующие о завершении процесса флюоритового рудообразования, могут служить поисковым критерием на оруденение.

3. Гидротермально измененные породы (серицитизированные, пиритизированные) с редкой вкрапленностью флюорита и др. — поисковый признак на флюоритовое оруденение во флюоритоносных районах.

4. Типоморфные особенности кварца сульфидно-флюоритовых месторождений (Наугарзан и др.) могут служить для определения уровня эрозионного среза рудных тел: в верхних частях кварц светло-серый халцедоновидный или мелкозернистый, в средних — друзовый, в нижних — жильный массивный.

5. Зональность в размещении минеральных парагенезисов на сульфидно-флюоритовых месторождениях, связанная с проявлениями стадийности гидротермального процесса, может использоваться для определения уровня эрозионного среза рудных тел: преобладание сульфидов характеризует верхи оруденения.

Для грейзеново-редкометально-флюоритовой формации (скарново-грейзеново-редкометально-флюоритовый, грейзеново-редкометально-флюоритовый, апокарбонатно-грейзеново-флюоритовый минеральный тип) отмечается унаследованность основных минералого-геохимических особенностей гипо- и мезоабиссальных гранитоидных интрузий, с которыми они связаны. Поэтому наличие редкометальных гранитоидов литий-фтористого типа или гранитоидов с повышенными содержаниями фтора позднегерцинского возраста, развитие грейзенизации (Шувалов, 1972, 1974; Калинин и др., 1977), а также другие петрохимические признаки (Хамра-

баев, 1969, 1975) благоприятны для обнаружения грейзеново-редкометалльно-флюоритовых месторождений.

Представляют интерес районы проявления флюоритовой минерализации в ассоциации со стратиформными полиметаллическими месторождениями в карбонатных толщах (Писталитауский узел в Западном Узбекистане, Алмалыкский район в пределах площадей с известными и неуточненными проявлениями флюорита, Калканатинский район и др. в Кураминском хребте).

Заслуживает внимания Кугитангская флюоритовая зона, почти не изученная на глубину, где могут быть скрытые залежи.

Поисково-оценочные работы рекомендуется провести на Алмаганском рудопроявлении флюорита в Угамском хребте, где штокверк кальцитовых прожилков с флюоритом, по мнению Э. А. Дунина-Барковской и К. А. Рахманова, можно считать надрудным интервалом.

Перспективность некоторых вышеперечисленных и других объектов отмечена в опубликованных работах (Калинкин, Толкунов, 1974, 1975; Калинкин и др., 1977).

Металлогенические особенности висмутового оруденения

Висмут концентрируется в земной коре в связи с пегматитовым, грейзеновым, скарновым и гидротермальным процессами, образуя собственно висмутовые, комплексные и висмутсодержащие месторождения.

Висмутовое оруденение в земной коре типично для поздних и конечных этапов развития геосинклиналей, активизированных участков континентальной земной коры (эпиплатформенные прогибы и срединные массивы) и развито в районах с резко дифференцированным магматизмом и преобладанием продуктов кислого состава. Висмутсодержащие руды других металлов возникают в связи с проявлением магматизма на всех стадиях развития складчатых областей (начиная от ликвидационно-магматических медно-никелевых и колчеданных месторождений), но промышленные концентрации обычно образуются в позднюю орогенную стадию или в связи с тектоно-магматической активизацией (Дунина-Барковская, 1975).

В центральной части Средней Азии многочисленные висмутовые рудопроявления и месторождения расположены преимущественно в Чаткало-Кураминских горах на территории Узбекской и Таджикской ССР. Здесь характерно медно- и мышьяково-висмутовое оруденение и повышенная висмутоносность руд свинца, цинка, золота, меди, молибдена, вольфрама и др.

Висмут присутствует также в качестве примеси в рудах скарново-шеелитовых месторождений Западного Узбекистана и колчеданно-полиметаллических Южного (Хандиза и др.). Они систематизированы на рудно-формационной основе с учетом продуктив-

ных ассоциаций минералов и ряда геологических признаков (табл. 7).

Закономерности размещения висмутоносных месторождений изучали Д. И. Щербаков, В. А. Хорват, К. Л. Бабаев, М. Г. Қазақов, В. А. Арапов, И. М. Голованов, В. А. Королев, Э. Ф. Минцер, А. А. Малахов, Л. Г. Лунина, Ю. С. Глинский, Ю. В. Бородин,

Таблица 7

Эндегенные рудные формации висмута герцинского возраста в центральной части Средней Азии (составила Э. А. Дунин-Барковская)

Генетический тип	Семейство	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
Класс плутогенных месторождений				
Скарновый	Скарново-железорудное	Скарново-висмутин-магнетитовая	Висмутин-арсенопиритовый	Чокадамбулак в Кураминском хребте
	Скарново-Mo-Bi	Скарново-халькопирит-молибденит-висмутиновая	Халькопирит-висмутиновый, молибденит-висмутиновый	Ташкерган в Чаткальских горах
Гидротермальный	Кварц-Mo-W-As-Bi	Кварц-(пирротин)-арсенопирит-висмутиновая	Висмутин-арсенопирит-пирротиновый с шеелитом и свинцово-висмутовыми сульфосолями	Устарасай в Пскемском хребте
	Кварц-флюорит-Bi	Кварц-висмутиновая	Висмутин-арсенопиритовый Висмутиновый, флюорито-висмутиновый	Бричмулла в Пскемском хребте Верхний Кандаган и др. в Кураминском хребте
Класс вулканогенных месторождений				
Гидротермальный	Кварц-флюорит-Pb-Zn-Sn-Bi	Кварц-халькопирит-висмутиновая	Сульфидно-сульфосольный (медно-свинцово-висмутовый)	Адрасман, Тарыэкан, Каптархана, Канимансур и др. в Кураминском хребте
			Висмутин-халькопиритовый	Кызылгут, Киргизджон и др. в Кураминском хребте
			Висмутин-тетрадимит-халькопиритовый	Ташкескен в Чаткальском хребте, Узумлек в Майгашканском

Э. А. Дунин-Барковская, Т. М. Воронич, М. Г. Қалабина, Ю. С. Шихин, Ф. И. Вольфсон и др.

Мы составили новые схемы районирования территории центральной части Средней Азии для висмутового и висмутосодержащего оруденения. Первый тип характерен только для Срединно-Тяньшаньской металлогенической области, второй — для всех областей.

Эндогенные висмутоносные месторождения Средней Азии образовывались в различные металлогенические эпохи, от каледонской до пермо-триаса (Хорват, 1967, 1971). В центральной части Средней Азии наиболее продуктивна в отношении висмута позднегерцинская эпоха, характеризующаяся формированием собственно висмутовых и значительного числа различных висмутосодержащих месторождений, преимущественно в Чаткало-Кураминских горах; отмечаются единичные месторождения в Заилыйском Алатау в Киргизии (Овчинников, 1968). Каледонские проявления висмута известны в Таласском Алатау, в Северном Тянь-Шане, а альпийские — на Памире. В герцинскую эпоху висмутовое оруденение формировалось преимущественно в Чаткало-Кураминских горах, причем мышьяково-висмутовое и железо-висмутовое — в период C_2 — C_3 , а медно-висмутовое, висмутовое и флюорит-висмутовое — в перми.

Среднегерцинские висмутовые формации (скарново-висмутин-магнетитовая и кварц-пирротин-арсенопирит-висмутиновая) характеризуются значительным развитием минералов железа (магнетит, пирротин), свинцово-висмутовых сульфосолей и размещением в грабенах среди осадочных пород на контакте или экзоконтакте гранитоидных интрузивов C_2 и карбонатных отложений C_1 . В позднегерцинских рудных формациях (кварц-халькопирит-висмутиновая, кварц-висмутиновая) в составе рудных тел преобладает жильно-метасоматический кварц, железо находится в виде гематита, висмут — в виде медно-свинцово-висмутовых и медно-висмутовых сульфосолей (в первой) или сульфида (во второй), наблюдается пространственная ассоциация оруденения с субвулканическими и вулканогенными образованиями или малыми интрузиями и дайками пермского возраста. Месторождения этих формаций размещаются в вулканотектонических депрессиях позднего заложения (Р) или в грабенах среди интрузивных пород внешнего обрамления депрессий.

Металлогеническое районирование

В центральной части Средней Азии висмутовые месторождения среднегерцинского возраста приурочены к среднекарбовому рудному поясу северо-западного и субширотного простирания.

В Северо-Чаткальской структурно-формационной подзоне к этому поясу относится Пскем-Сандалаш-Ункурташ-Чаватинская рудная зона с мышьяково-висмутовыми месторождениями Бричмуллинского рудного поля (Устарасай, Бричмулла), а в Кураминской — Курусай-Кансай-Чокадамбулакская с железо-висмутовым месторождением Чокадамбулак и рудопроявления в Моголтауском хребте.

Висмутовые месторождения пермского возраста приурочены к позднегерцинскому северо-восточному рудному поясу, проходящему через Чаткало-Кураминские горы на севере и Гиссарские на юге. В пределах этого пояса висмутовые месторождения и рудопроявления преимущественно расположены в северо-восточной части — в Курамино-Ферганской металлогенической зоне (Кураминская подзона) с широко проявленным (90% площади) магматизмом и дифференцированными сериями интрузивных и вулканогенных образований. Единичные рудопроявления имеются в северной и южной части пояса.

Собственновисмутовые и комплексные месторождения Срединно-Тяньшаньской металлогенической области приурочены к зонам Пскем-Сандалашского, Кумбельского, Чилтенского, Баштавакского и других региональных разломов, образуя висмутоносные рудные зоны. Ранее они назывались висмутоносными поясами (Хорват, 1971; Голованов и др., 1968; Дуин-Барковская, 1976, 1978). В их контурах оруденение размещается зонально, что обусловлено последовательностью развития и активизации разломов и приуроченностью гипогенного оруденения к различным структурным ярусам: мышьяково-висмутового — к нижнему ярусу герцинского этажа в Северо-Чаткальской подзоне, а медно-, флюорит- и свинцово-медно-висмутового — к среднему и верхнему ярусам Кураминской подзоны.

Висмутовые месторождения Кураминской подзоны сосредоточены в Центральнo-Кураминской рудной зоне (Адрасманский узел с месторождениями висмута, свинца, цинка, флюорита — Канимансур, Каптархана, Тарыэкан и др.). Висмутовое оруденение гидротермальное, жильно-метасоматическое относится к кварц-халькопирит-висмутиновой рудной формации. В Угам-Кумбельской рудной зоне расположены многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения висмута кварц-висмутиновой и кварц-халькопирит-висмутиновой рудных формаций, часть из которых сосредоточена в Акбулакском и Чадакском рудных узлах. Отдельные рудопроявления висмута встречаются в Карабаш-Чилтенской и Алмалык-Кургашиканской рудных зонах.

В пределах Южно-Тяньшаньской металлогенической области висмутсодержащее скарново-шеелитовое оруденение развито в Койташской, Актау-Каратауской, Зирабулак-Зиаэтдинской и Каратюбинской рудных зонах (Нуратинская металлогеническая подзона), золота — в Турбай-Джетымтауской (Букантауская металлогеническая зона) и Бесапанской (Центральнo-Кызылкумская металлогеническая подзона). В Каракумо-Таджикской области висмутсодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения известны в Чакчар-Хандизинской рудной зоне (Байсунская металлогеническая подзона).

Это оруденение в Средней Азии контролируется геолого-тектоническим, магматическим, структурным, литологическим и стратиграфическим факторами (Хорват, 1964; 1971). Показано их значение для висмутоносного Чаткало-Кураминского региона (Дунин-Барковская, 1971, 1975, 1978). Ниже рассмотрим влияние этих факторов на размещение оруденения в центральной части Средней Азии.

Геотектонический фактор. В Средней Азии мышьяково-висмутовые месторождения формировались в структурно-формационных зонах различного возраста в условиях геоантиклинального режима в связи с проявлением магматизма. Медно-висмутовые тяготеют к устойчивым поднятиям типа срединных массивов и связаны с поздними этапами развития герцинских сооружений и этапом позднегерцинской активизации каледонид, парагенируя с малыми интрузиями и дайками (Хорват, 1971). Важны также состав, строение земной коры и ее глубоких горизонтов, степень дифференциации вещества, соотношение гранитного и базальтового слоев.

В пределах висмутоносного Чаткало-Кураминского региона, в Северо-Чаткальской и Кураминской подзонах, установлено гетерогенное строение земной коры (Хамрабаев, и др., 1974). В первой ее мощность составляет 50—60 км, преобладает гранитный слой, а во второй — 40—45 км и преобладает базальтовый слой. Оруденение W характерно для обеих подзон, но типы месторождений различаются. Для Кураминской типичны медно-висмутовые месторождения (75% от всех висмутовых), реже флюорито-висмутовые, ассоциирующие в рудных полях со свинцово-цинковыми флюоритовыми или медно-молибденовыми, а для Северо-Чаткальской — мышьяково-висмутовые с месторождениями молибдена, вольфрама, свинца.

Магматический фактор. Проявлен в пространственной и, возможно, парагенетической связи оруденения висмута с поздними кислыми продуктами магматизма, относящимися к резко дифференцированным формациям. При ассимиляции интрузиями отложений D_3 , O и более ранних возможна их геохимическая специализация за счет содержащегося в ассимилируемых породах висмута. С интрузивами гранодиоритов C_2 ассоциируют мышьяково-висмутовые месторождения с пирротином в Северо-Чаткальской подзоне (Устарасай) и железо-висмутовые с арсенопиритом (Чокадамбулак) в Кураминской. Медно-висмутовые, свинцово-медно-висмутовые и флюорито-висмутовые месторождения связаны с проявлениями кислых вулканогенных образований и малых интрузий. Существовавшая здесь в магматическом процессе дифференциация пород и обогащение медью наиболее основных типов (Голованов, 1974) с одной стороны, а более кислых — висмутом (Дунин-Барковская и Юсупов, 1976) с другой и проявившиеся позже процессы активизации способствовали вовлечению этих металлов

в гидротермальный процесс и послужили причиной образования позднегерцинских медно-висмутовых месторождений.

Структурный фактор. Размещение месторождений висмута связано преимущественно с зонами региональных, а не глубинных разломов (Дунин-Барковская, 1975, 1978). Это подтверждается отсутствием висмутового оруденения в офиолитовых поясах Средней Азии и других районов мира, где основные и ультраосновные породы локализируются вдоль глубинных разломов и имеют низкие содержания рассеянного висмута. Висмутоносные месторождения размещаются в зонах региональных разломов Чаткало-Кураминских гор с глубиной 30—32 км, по данным геофизических исследований и ассоциируют с проявлением продуктов кислого магматизма.

В Кураминской подзоне, составляющей часть активизированного срединного массива с наложенным вулканоплутоническим поясом, висмутоносные рудные поля располагаются: 1) в зоне региональных пограничных Кумбельского и Арашанского разломов, отделяющих ее от Северо-Чаткальской подзоны (свинец-цинк-висмутовый жильно-метасоматический тип рудных полей); 2) в зоне этого же разлома, пересекающего срединный массив (медно-висмутовые и висмутовые жильные типы); 3) в зоне сопряженных региональных разломов (медно-висмутовый жильный тип); 4) в приподнятых блоках среднепалеозойского структурного этажа по более мелким разломам (железо-висмутовый контактово-метасоматический тип).

В Северо-Чаткальской подзоне: 1) в зоне регионального разлома по границе Пскем-Сандалашского поднятия с Таласо-Угамским прогибом (медно-молибдено-висмутовый контактово-метасоматический тип); 2) в приподнятом тектоническом блоке среднего яруса герцинского структурного этажа вблизи пересечения Кумбельского разлома, разделяющего Северо-Чаткальскую и Кураминскую металлогенические подзоны, с Пскем-Сандалашским (мышьяк-висмут-молибден-вольфрамовый жильно-метасоматический тип рудного поля).

В Чаткало-Кураминском регионе отчетливо вырисовывается связь размещения висмутоносных рудных полей с вулканотектоническими структурами позднего заложения.

Стратиграфический фактор. Гидротермальные месторождения висмута размещены среди осадочных и вулканогенных пород в двух структурных ярусах герцинского этажа. В нижнем ярусе среднегерцинское оруденение контролируется уровнем становления интрузий гранодиоритов C_2 (мышьяково-висмутовое оруденение Бричмуллинского рудного поля в экзоконтакте среди песчано-карбонатных пород D_3 и железо-висмутовое Чокадамбулакского рудного поля в контакте с карбонатными породами D_2-C_1). В верхнем ярусе (трахибазальт-липарит-трахилипаритовая формация) позднегерцинское оруденение контролируется становлением малых интрузий и субвулканических образований пермского возраста

(медно-висмутовое, флюорито-висмутовое и висмутовое оруденение Кураминских гор).

Литологический фактор. Для мышьяково-висмутового оруденения в Северо-Чаткальской подзоне выражен наличием в разрезе осадочных углеродисто-кремнистых отложений PR_3 и Pz_1 , обогащенных висмутом в 20—30 раз выше кларка (Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974), которые могли служить его источником при магматическом процессе, а также наличием благоприятного для рудоотложения горизонта смешанных карбонатно-алевролитовых пород D_3 , расположенного между контрастными по литохимическому составу породами — экранирующими массивными известняками и подстилающими песчаниками того же возраста.

Медно-висмутовое оруденение Кураминской подзоны локализуется в вулканогенных или интрузивных породах кислого и среднего состава.

Особенности формирования висмутового оруденения

Об источнике висмута. Источник висмута эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор предполагается полигенный, связанный: а) с отщеплением гидротермальных растворов от кислых магматических продуктов, возникших вследствие дифференциации магм базальтоидного происхождения и б) с вмещающими породами, из которых он мог извлекаться при ассимиляции интрузивных углеродисто-кремнистых сланцев PR_3 и Pz_1 с аномально высокими содержаниями висмута — 0,3 г/т. При магматической дифференциации висмутом обогащались поздние кислые продукты, а не средние и основные (Дунин-Барковская, 1975) и накапливался он в верхних частях интрузивов и вулканогенных породах.

Глубина формирования. Позднегерцинские месторождения собственно висмутовых формаций Чаткало-Кураминского региона образовались в близповерхностных условиях на глубине от 100 до 1500 м (Тарыэкан, Каптархана, Адрасман, Узумлек), а среднегерцинские — в гипабиссальных, на глубине — 2—3,5 км (Чокадамбулак, Устарасай, Бричмулла). Висмутосодержащие месторождения золота, свинца, цинка и др. сформировались преимущественно в близповерхностных условиях.

Физико-химические условия. Висмут очень чувствителен к смене режима формирования оруденения (температура, давление и др.). Висмутоносные парагенетические ассоциации ориентировочно кристаллизовались в интервале 400—200°C (по обобщенным результатам гомогенизации различных минералов, декрепитации кварцев и использованию отдельных минералов в качестве геотермометра: самородного висмута, пирротина, арсенопирита и др.). Висмутовое оруденение обычно формируется в вертикальном диапазоне 100—200, иногда 400—600 м, стремясь локализоваться в верхних и средних частях общей вертикальной метасоматической колонки оруденения или жилы.

Форма соединений висмута в гипогенных условиях определяется режимом серы. При снижении парциального давления ее паров образуются более малосернистые соединения: висмутин \rightarrow висмутовые сульфосоли \rightarrow сульфотеллуриды \rightarrow самородный висмут. Висмутовое оруденение кристаллизуется при снижении рН растворов, часто в условиях смены алюмосиликатной вмещающей среды на карбонатную (Устарасай, Чокадамбулак), а также при падении температуры и давления в близповерхностных условиях (Тарыэкан, Каптархана).

Типы зональности. Для висмутовых рудных полей характерна зональность в размещении металлов и типов минерализации. По характеру образования она стадийная и фациальная, иногда околинтрузивная.

Имеется два главных типа геохимической зональности рудных полей с висмутовым оруденением:

I — молибден-вольфрам-мышьяково-висмутовые рудные поля, сформировавшиеся в среднегерцинское время на глубинах 2,5—3,5 км. Снизу вверх сменяются: $Mo \rightarrow W \rightarrow B, W \rightarrow As \rightarrow Pp, Zn, Ag$. Классическим примером околинтрузивной зональности является Бричмуллинское рудное поле. В интрузиве — кварцевые зоны и жилы с молибденитом, в ближайшей зоне экзоконтакта среди песчаников D_3 — шеелитовое оруденение в метасоматитах, а стратиграфически выше в карбонатно-алевролитовых отложениях D_3 локализуются кварц-шеелит-висмутиновые жилы, пирротинные и арсенопиритовые залежи Устарасай, в песчано-карбонатных породах C_1 — арсенопиритовые тела Бричмуллы, а во внешней зоне — в известняках и доломитах C_1 — галенитовое оруденение с касситеритом, станнином и др. Общий размах оруденения рудного поля 1000 м, а висмутового 100 м.

II — флюорит-барит-свинцово-медно-висмутовые рудные поля, сформировавшиеся в позднегерцинское время в близповерхностных условиях (100—1500 м) среди вулканогенных пород. Снизу вверх сменяются: $Fe, Au - Cu, Bi, Au, Fe \rightarrow F, Ba, Pb, Zn \rightarrow F$. Примером служат Канимансурское и Алмадонское рудные поля: в нижней части рудного тела кварц с гематитом сменяется кверху медно-висмутовыми сульфосолями с гематитом, а еще выше — флюоритом, баритом, галенитом и сфалеритом. Общий размах оруденения, по данным Е. Г. Краснова, Т. Ш. Шарифбаева, И. К. Брагина, А. С. Кудрявцева и др., 1200 м, а висмутоносного интервала 400 м.

Висмутовое оруденение в контурах рудных полей занимает срединное положение в вертикальном и горизонтальном разрезе: выше него и во внешней зоне располагается флюорит, галенит, арсенопирит, буланжерит, ниже — гематит, молибденит, халькопирит, шеелит. Концентрация Bi сопровождается Cu, Sb, Te , и др. Наличие $Pb - Zn$ оруденения в контуре висмутоносных рудных полей свидетельствует о завершенности проявления здесь гидротермального процесса с полной колонкой зональности и возмож-

ных значительных масштабах висмутового оруденения (Дунин-Барковская, 1971; 1972; 1975; Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971).

Поисковые критерии и перспективы висмутового оруденения

Исходя из особенностей формирования висмутового оруденения в конкретной геологической обстановке, для прогнозирования и поисков висмутового оруденения конкретных формаций рекомендуется использовать следующие поисковые критерии в сочетании с геологическими факторами.

Региональные: а) предпочтение жестких структур (срединные массивы); б) положительная геохимическая специализация на висмут (в 20—30 раз выше кларка) осадочных пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, от 1 до 11% обогащенных органикой (Дунин-Барковская, 1971; 1975, 1978; Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974); в) положительная геохимическая специализация на висмут кислых вулканических пород S_2 —P и верхних частей гипо- и мезоабиссальных интрузивов того же состава и возраста (Дунин-Барковская, Юсупов, 1976; Дунин-Барковская, 1975).

Локальные: а) наличие геохимической зональности рудных полей, т. е. определенное положение висмутового оруденения в верхних или средних частях общей колонки всего оруденения рудного поля; б) индикаторная минерализация — продукты поздних стадий гидротермального процесса (кварц-карбонатно-сфалерит-галенитовые, кварц-карбонат-галенит-буланжеритовые и кварц-халькопирит-тетрадимитовые прожилки), в) минералы, парагенные висмутовым — гематит, халькопирит, шеелит, пирротин и др.; г) ореолы рассеяния As, Pb, Zn, Cu, Te, Ag и др., сопровождающие висмутовое оруденение и положительные металлометрические аномалии висмута; д) метасоматиты, содержащие новообразованный калишпат (гумбеиты, пропициты, грейзены и скарны).

В центральной части Средней Азии наиболее перспективны на висмутовое оруденение Чаткало-Кураминские горы, выделяющиеся как висмутовая рудная провинция. В Северо-Чаткальской подзоне прогнозируются преимущественно месторождения кварц-(пирротин)-висмутин-арсенопиритовой формации, а в Кураминской — кварц-халькопирит-висмутиновой (особенно свинцово-медно-висмутовой субформации). По признаку принадлежности к наиболее продуктивной субформации заслуживает изучения Каракия-Чилтенское рудопроявление. Потенциальными могут быть месторождения медно-теллур-висмутовой субформации (Узумлек, Ташкескен) и медно-висмутовой (Кызылгут и др.). На всей территории среди комплексных и висмутсодержащих месторождений заслуживают внимания месторождения, относящиеся к скарново-редкометальной формации, к козалиит-халькопирит-вольфрамитовому и висмут-касситерит-шеелитовому минеральным типам олово-

вольфрам-сульфидной формации, скарново-галенит-сфалеритовой, скарново-золото-халькопиритовой, золото-сульфидно-кварцевой и галенит-сфалерит-кварцевой, колчеданно-полиметаллической и медно-порфировой (Хорват, Дунин-Барковская, Голованов, 1967; 1971; Дунин-Барковская, 1975, 1978).

Висмутовое оруденение прогнозируется преимущественно в Чаткало-Кураминских горах в контуре висмутоносных зон вдоль региональных Пскем-Сандаляшского, Чилтенского, Железного, Арашан-Кумбельского, Баштавакского и Контактного разломов.

Проявление мышьяково-висмутового гидротермального оруденения возможно в Северо-Чаткальской подзоне в местах сочетания следующих факторов. *Литологического*: а) наличие в разрезе углеродисто-кремнистых отложений PR_3 и Pz_1 , обогащенных висмутом, которые могли служить его источником; б) наличие благоприятного для рудоотложения горизонта смешанных карбонатно-алевролитовых пород (D_3fr), расположенного между контрастными по литохимическому составу массивными известняками D_3ft и песчаниками D_3fr ; *магматического*: наличие дифференцированной гранитоидной интрузии; *стратиграфического*: становление интрузии и нижнем структурном ярусе герцинского этажа, и ассимиляция ею углеродисто-кремнистых отложений PR_3 и Pz_1 , содержащих Bi , Ag , Mo и другие металлы; *структурного*: серии разломов в куполовидном поднятии на крыле антиклинали, благоприятных для локализации гидротермального оруденения.

С этих позиций здесь перспективна площадь с рудопроявлениями Свинцовое, Восточное и др. (Ойгаинг), участки с висмутовыми аномалиями в районах Бадалсая, Майдантала и Тепара.

Для гидротермального медно-висмутового оруденения позднегерцинского возраста (восточно-карамазарский тип) благоприятна Кураминская подзона в местах сочетания следующих факторов: *магматического*: малоэродированные (не более 2,5 км) кислые продукты дифференциации позднегерцинского магматизма; *стратиграфического*: наличие пород верхнего и среднего ярусов герцинского этажа; *литолого-петрографического*: присутствие верхнепалеозойских интрузивных и вулканогенных пород; *структурного*: наличие зон разломов в вулcano-тектонических депрессиях. В последних благоприятны позднепалеозойские малоэродированные структуры с наиболее полным разрезом дифференцированных толщ S_2-P , пересеченных разломами, поясами даек, жерлами субвулканов и малыми интрузиями кислого состава (Восточный Карамазар и др.). Висмутоносное оруденение возможно и в вулcano-тектонических депрессиях Южного Узбекистана, где действуют те же факторы.

В Уччулач-Гузанской металлогенической зоне возможно оруденение висмута типа рудопроявления Аяккудук в скарнах с магнетитом на контакте карбонатных пород с гранитоидами.

В Каракуму-Таджикском краевом массиве можно ожидать медно-висмутовое оруденение в зоне палеозойской вулcano-плутони-

ческой кольцевой структуры Гиссарского хребта. Особенно интересны мульды проседания в хр. Сурхантау, южных и северных оконечностях хребтов Байсунтау и северной части Чакчарских гор в связи с разломами, центрами вулканической деятельности и дайками пермского возраста.

На основании выделенных типов зональности и висмутоносных рудных полей и месторождений следует, что в низах мышьяково-висмутового оруденения Устарасая увеличится количество шеелита, в кварц-сульфидно-вольфрамитовых грейзенах Саргардона имеется обратная зональность и с глубиной увеличится содержание Pb, Zn и Bi. Медно-теллур-висмутовое оруденение Узумлека и Ташкескена свидетельствует о вскрытии их верхних частей. Значительный вертикальный размах может иметь висмут-олово-вольфрамовое оруденение в грейзенах Ангренского плато (Дунин-Барковская, 1971—1978).

Металлогенические особенности ртутного и сурьмяного оруденения

Общие закономерности размещения и место ртутно-сурьмяной минерализации в тектоно-магматических циклах Средней Азии, а также перспективность этой территории на указанные металлы достаточно детально рассмотрены в работах Д. И. Шербакова, В. И. Смирнова, А. В. Королева, П. Э. Пояркова, Н. М. Синицына, В. Т. Сургая, Е. Д. Карповой, В. П. Федорчука, И. Х. Хамрабаева, Н. А. Никифорова, Ю. В. Финкельштейна, Р. А. Мусина, К. Т. Мустафина, Х. Р. Рахматуллаева, Ш. Султанмуратова и др. Материалы и выводы указанных исследователей использованы в настоящем разделе.

Проявления сурьмы и ртути на территории центральной части Средней Азии представлены рудными формациями, из которых наиболее перспективны и промышленно интересны кварц-золото-антимонитовая, кварц-антимонитовая, кварц-антимонит-киноварная, карбонат-кварц-киноварная и лиственито-киноварная (табл. 8). Другие практического интереса пока не представляют.

Эпохи образования месторождений сурьмы и ртути

Характерная черта металлогении сурьмы и ртути — формирование их в конечных стадиях тектоно-магматического цикла; обычно они завершают процесс эндогенного рудообразования.

подавляющее большинство сурьмяно-ртутных месторождений, в том числе и все промышленные рассматриваемого региона, сформированы в позднепалеозойскую эпоху, синхронно (?) с самыми поздними проявлениями магматизма. По данным В. П. Федорчука (1964), абсолютный возраст серицита из месторождений Южно-Ферганского пояса составляет в среднем 233 млн. лет, причем

Рудные формации сурьмы и ртути телетермального генетического типа центральной части Средней Азии

Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральный тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
Сурьмяное	Кварцево-золото-антимонитовая Кварцево-антимонитовая с флюоритом	Кварц-антимонит-золото-серебряный Джаспероидный (кварц-барит-флюорит-серицит-антимонитовый)	Кокпатас, Тереккон Кадамджай, Абшир, Терек, Кассап, Магиан
Сурьмяно-ртутное	Кварцево-антимонито-киноварная	Джаспероидный (кварц-флюорит-серицит-киноварный) с антимонитом, реальгаром, аурипигментом	Хайдаркан, Чаувай, Кара-Арча, Джиджикрут (цент. Таджикистан)
Кварцево-ртутное, карбонатно-киноварное	Кварцево-карбонатно-киноварная Кварцево-карбонатно-золото-киноварная Дикцит-киноварная Лиственит-киноварная Барит-киноварная Опалит-киноварная Алунит-киноварная	Карбонатно-кварц-киноварный Карбонатно-кварцево-золото-киноварный Карбонатно-кварцево-селеново-киноварный Карбонатно-кварцево-золото-селеново-киноварный Кварцево-карбонатно-диккитово-киноварный Лиственитово-карбонатно-кварцево-киноварный Баритово-кварцево-галенитово-сфалеритово-киноварный Карбонатно-гидро-слюдисто-баритово-киноварный Кварц-диаспор-алунитовый (с баритом, иногда каолинитом)	Сымап, Сауксай, Тяньгинское (Зааминская кулиса), Янтай-масай (Кашкасуйская зона), Тальсай (Буратбулакская зона) Западно-Боздонское, Кусмурун, Алтыаул, Дарвазинское, Кульджуктауская зона, Уобское, Юлсай, Толокульсай, Мугол Гужумды (Кульджуктауская зона) Алтыаул (Алтыаульская зона) Карасу (Зааминская кулиса) Мыкское, (Зааминская зона), Араван (Карачатырская зона) Чонкой, (Карачатырская зона) (подзона) Майданшах II Джалгиз (Бельтауская зона) Поскуча и др. (Сев. Нуратинская зона) Аксаката, Алтынбель и др.

для расположенных на флангах пояса эта цифра опускается до 206 млн. лет. Вместе с тем, в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны абсолютный возраст сурьмяно-ртутных рудопроявлений составляет 319 млн. лет, что дает основание говорить о разновозрастности оруденения. Кроме того, имеются данные о наличии небольших проявлений ртути в мезозойских отложениях и в районах развития действующих термальных источников (Копет-Даг, Кургитанг и др.).

Таким образом, сурьмяно-ртутное оруденение территории разновозрастное, но практический интерес представляет, видимо, лишь позднегерцинские месторождения.

Металлогеническое районирование

Месторождения и рудопроявления сурьмы и ртути распространены достаточно широко, но все, за исключением месторождения Терек и небольшого рудопроявления Аксагата, расположены в Южно-Тяньшаньской металлогенической области, где образуют ряд рудных поясов.

В пределах жесткого массива (Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область) известен Терек-Кассанский «рудный район» с месторождениями Терек, Кассан, представленными кварц-золото-антимонитовой, кварц-антимонитовой рудными формациями. Самостоятельные проявления киновари в карбонатных породах и обеленных эффузивах имеют здесь лишь минералогическое значение (Кулешева, и др., 1966; Мусин, Султанмурадов, 1974).

Основная масса сурьмяно-ртутных проявлений находится в Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Здесь они известны в Северотамды-Южноферганской, Нуратино-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской металлогенических зонах.

Месторождения и рудопроявления, размещающиеся в первых двух зонах, образуют известный Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс (Д. И. Щербаков, В. С. Смирнов, Н. М. Синицын, В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров).

Наибольший практический интерес представляют месторождения и рудопроявления Северотамды-Южноферганской зоны, причём ее восточной части. Здесь выделяется Хайдаркан-Чаувайская рудная зона с известными промышленными месторождениями. Расположенные в центральной части и западной оконечности металлогенической зоны соответственно Мугольская и Чаукбайская рудные зоны располагают пока лишь отдельными рудопроявлениями. Оруденение представлено кварц-антимонитовой (Хайдаркан-Чаувайская рудная зона), карбонат-кварц-киноварной (Мугольская, Чаукбайская) рудными формациями.

В Нуратино-Туркестанской металлогенической зоне выделяют рудные зоны (с востока на запад: Симаянская, Гальдраут-Пшагарская, Зааминская, Кашкасуйская, Северо-Нуратинская,

Буратбулакская и Бельтауская) с небольшими, в основном ртутными рудопрооявлениями и рудными точками. Оруденение здесь представлено преимущественно карбонат-кварц-киноварной рудной формацией. В западной части металлогенической зоны в породах палеозоя впервые в Средней Азии обнаружена видимая вкрапленность киновари совместно с золотом (Султанмуратов, Гамалеев, Дададжанов, 1974).

В пределах центральной части металлогенической зоны (Нуратинская подзона) преобладают рудопрооявления, представленные опалит-, лиственит- (Северо-Нуратинская) и диккит-киноварной (Буратбулакская) рудными формациями.

В пределах Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоны выделены Джижикрутская, Кончочская, Ширдагская, Алтыаульская и Кульджуктауская рудные зоны, причем последние две пространственно совмещаются соответственно с Зирабулак-Зиаэтдинской вольфрамовой и Кульджуктауской золотоносной рудными зонами. Оруденение здесь представлено карбонат-кварц-киноварной рудной формацией и лишь в Джужукрутской рудной зоне — кварц-антимонит-киноварной.

Металлогенические факторы формирования и размещения сурьяно-ртутных рудных формаций

Металлогения сурьмы и ртути Западного Тянь-Шаня тесно связана с особенностями его развития в герцинском и альпийском циклах тектогенеза. Однако наиболее продуктивен, по имеющимся данным, герцинский цикл, точнее его заключительные стадии (Мушин и др., 1971).

Обобщение материалов по месторождениям и рудопрооявлениям сурьмы и ртути позволило наметить несколько металлогенических факторов и высказать суждение об их роли в формировании рассматриваемой минерализации.

Геотектонический фактор. Играет ведущую роль в размещении сурьяно-ртутных рудных зон. Практически все собственно ртутные и ртутно-сурьянные месторождения и рудопрооявления находятся в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы. При этом наиболее интересные в практическом отношении месторождения и рудопрооявления сосредоточены в Северотамды-Южноферганской металлогенической зоне, представляющей собой краевую мобильную, тектонически долгоживущую часть Южно-тяньшаньской геосинклинальной области, осложненную краевыми глубинными разломами, контролирующими проявления основной и ультраосновной магмы (структура типа эвгеосинклинали).

В сложной тектонической позиции размещаются рудные поля Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоны, тяготея к зоне влияния Северо-Гиссарского глубинного разлома.

Собственно сурьянные месторождения находятся, видимо, в более жестких срединномассивных структурах (Кассанская подзона).

Структурный фактор. Имеет основное значение в формировании рудных зон и в размещении месторождений сурьмы и ртути. Главнейшие рудные зоны контролируются долгоживущими региональными глубинными разломами. Рудные поля и месторождения (рудопроявления) контролируются структурами более мелких порядков.

В пределах Терек-Кассанского «рудного района» рудные поля находятся в местах пересечения более древних брахиантиклиналей северо-западного простираения с позднегерцинскими северо-восточными и широтными структурами. Основная масса сурьмяного оруденения размещается в джаспероидах, развитых в кровле карбонатных пород, тяготея к куполовидным складкам, осложненным разломами.

В северной части Туркестано-Алайской металлогенической подзоны ртутные проявления (Конкой, Калача, Арваген, Паскуча и др.) приурочены к системам сложных разломов и оперяющих их трещин в осадочных, терригенно-вулканогенных и ультраосновных породах. Ведущим морфологическим типом ртутных проявлений являются линзо- и пластообразные тела.

В южной части подзоны большинство сурьмяно-ртутных рудных полей локализовано в антиклинальных или крупных моноклиналильных структурах, осложненных надвигами и позднегерцинскими разломами.

Почти 75% рудопроявлений и месторождений ртути расположено в антиклинальных структурах, второго, третьего и четвертого порядков, а 25% — в синклиналиных.

В аналогичных структурных позициях располагаются ртутные и сурьмяно-ртутные проявления, находящиеся в других металлогенических зонах.

Для большинства месторождений характерно брекчирование джаспероидов. Цементом брекчии служат разные генерации кварца-опала и сами рудные минералы, концентрирующиеся и перераспределяющиеся одновременно с поздней генерацией кварца или вслед за ней. Подобное явление наблюдается и в месторождениях флюорита.

Анализируя структурное положение проявлений сурьмы и ртути, можно подметить намечающуюся закономерность, которая заключается в том, что собственно сурьмяные и сурьмяно-ртутные проявления контролируются сочетанием пликативных и дизъюнктивных структур, в то время как ртутные — в основном дизъюнктивными.

Магматический фактор. Роль этого фактора в формировании месторождений сурьмы и ртути окончательно не выяснена. В одних случаях сурьмяно-ртутная минерализация проявляется в районах без признаков какого-либо магматизма, в других — отмечается возрастное и пространственное совпадение ее с самыми разнообразными магматическими образованиями. Отсюда и существова-

ние различных точек зрения на роль магматизма в образовании сурьмяно-ртутных проявлений.

В пределах рассматриваемой территории четкая связь указанной минерализации с магматизмом не устанавливается, хотя в пределах Южно-Ферганского пояса отмечается совпадение ряда рудных зон с полями даек диабазовых порфиритов, ассоциирующих иногда с малыми интрузиями щелочного уклона.

По мнению В. П. Федорчука (1971), имеющийся материал позволяет говорить «о наличии косвенных парагенетических ассоциаций ртутно-сурьмяной минерализации с определенным комплексом пород, преимущественно ультраосновного и основного состава..., обусловленной общностью путей проникновения (вдоль крупных разломов) магмы и рудоносных растворов из глубинных магмо- и рудогенерирующих очагов». Такую же точку зрения отстаивал К. Т. Мустафин по материалам Северной Ферганы.

Некоторые исследователи (В. Т. Сургай и др.) видят роль магматизма в возможной мобилизации рудного вещества из вмещающих пород или регенерации сформированных ранее залежей магматическими растворами.

Литолого-стратиграфический фактор. Как и структурный играет важную роль в размещении сурьмяно-ртутной минерализации, причем собственно стратиграфический проявлен менее четко, о чем свидетельствует размещение сурьмяно-ртутных проявлений в породах самого различного возраста — от рифея до перми включительно; иногда это оруденение отмечается и в мезо-кайнозойском покрове.

Более отчетливо заметно влияние стратиграфического фактора на сингенетичное накопление ртути. По данным В. Т. Сургай (1971), содержание ртути в отложениях палеозоя в среднем на порядок выше кларка и имеет максимумы, приходящиеся на средний — верхний девон, небольшой максимум в нижнем карбоне и более значительный — в среднем. Здесь уместно подчеркнуть, что ртутное оруденение локализуется главным образом в карбонатных толщах девона и карбона.

По представлению Р. А. Мусина, стратиформность месторождений ртути и сурьмы контролируется характером формирования продуктивных структурных ярусов. Независимо от возраста рудовмещающими толщами являются те отложения, которые в данном тектоническом блоке слагают самый верхний структурный ярус палеозоя, относящийся к границе нижней и верхней перми. Поэтому рудовмещающими могут быть все породы, составляющие денудационную поверхность, формировавшуюся на тех или иных площадях перед накоплением осадков верхней перми. Во многих районах верхнепермские осадки размыты, но там, где они сохранились, отчетливо выражена продуктивность предверхнепермского структурного яруса (Мусин, 1970, 1975).

Более отчетливо выражен литологический контроль сурьмяно-ртутного оруденения. Вслед за многими исследователями следует

подчеркнуть преимущественную приуроченность ртутных проявлений к карбонатной среде, а сурьмяных — к алюмосиликатной. Ориентировочные подсчеты показывают, что около 75—80% всех проявлений ртути приурочено к известнякам, доломитам и их контактам со сланцами, около 10% — к сланцам, песчаникам, конгломератам и 10% — к магматическим породам.

Некоторые исследователи (В. П. Федорчук, 1971 и др.) подчеркивают роль литологического фактора и как определяющего физико-механические свойства вмещающих пород. С этой точки зрения наиболее благоприятны породы, обладающие наибольшей первичной пористостью (песчаники, в меньшей степени конгломераты и т. д.) или же способные в конкретных геологических условиях в процессе тектонических деформаций создавать зоны повышенной проницаемости — пути проникновения и циркуляции гидротерм. Подчеркивается и роль неоднородности разреза, расположение пород, когда считавшиеся неблагоприятными они при определенном сочетании, могут оказаться перспективными для рудоотложения.

В отличие от большинства исследователей, придающих надрудным сланцевым толщам экранирующие свойства, Р. А. Мусин считает, что сланцевые горизонты являются не столько экранами, сколько источником кремнезема, с миграцией и локализацией которого связано и рудоотложение.

Особенности формирования месторождений ртути и сурьмы

Источники вещества и способы его переноса. Об источниках вещества ртутных и сурьмяных месторождений существуют различные точки зрения. Однако большинство исследователей признают глубинный, возможно даже подкоровый источник. Наиболее отчетливо это проявляется в пределах Курильской вулканической дуги, где устанавливается повышенное содержание ртути в вулканических продуктах, источник питания которых, как считают все исследователи, подкоровый.

Вместе с тем существуют представления о заимствовании ртути и из пород, слагающих верхние части земной коры. Так, В. Т. Сургай (1971), изучая геохимические особенности локализации ртути и сурьмы в Тянь-Шане, отмечает, что в различных районах Срединного и Южного Тянь-Шаня наблюдаются очень высокие местные кларки концентрации ртути и сурьмы, могущие служить источником рудного вещества для эпигенетических месторождений, тем более, что устанавливается преимущественная приуроченность проявлений ртути и сурьмы к литологическим и стратиграфическим комплексам пород с максимальным содержанием этих элементов.

По мнению Р. А. Мусина, рудные компоненты, а также кремнезем джаспероидов извлекаются из вышележащих толщ в процессе их длительного выветривания.

По существующим представлениям, ртуть переносится в основном в виде комплексных соединений HgS_2 , в виде паров, либо чисто ртутных, либо в смеси с парами воды.

Температура образования месторождений ртути и сурьмы может значительно колебаться от десятков до сотен градусов. В. П. Федорчук (1968) отмечает, что ртутные проявления в Сымап-Адыракоуском рудном поле (Сымапская рудная зона) формировались независимо от относительной глубины расположения, при температуре $80\text{--}150^\circ\text{C}$. Для Хайдарканского рудного поля отмечается значительный спад температур образования основных жильных минералов по мере удаления от «рудоподводящих» разломов: от $350\text{--}300^\circ$ до $120\text{--}80^\circ$ на расстоянии $1,5\text{--}2$ км.

В пределах Алтыаульской рудной зоны температура минералообразования, определенная по газово-жидким включениям в кварце, составляет от 150 до 310°C (Султанмуратов, 1970).

Типы зональности. В региональном плане для месторождений, сформировавшихся в условиях платформ, отмечается вертикальная (—Au—Cu—Sb—Hg) зональность, связанная с эволюцией восходящего раствора и сменой состава пород. В геосинклинальных условиях зональность горизонтальная и обусловлена последовательностью приоткрывания рудонесущих разломов (Федорчук, 1969).

Подобная горизонтальная зональность, совпадающая с указанной выше схемой, подмечена Ш. Султанмуратовым (1970) в пределах Алтыаульского рудного поля.

Для Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса В. П. Федорчук отмечает приуроченность оруденения к джаспероидам в центральной части пояса и карбонатам — на флангах. Такое мнение оспаривают И. Х. Хамрабаев, Р. А. Мусин, Ш. Султанмуратов (1971).

Зональность в пределах месторождений ртути и сурьмы по сравнению с месторождениями других металлов выражена менее четко, так как они зачастую мономинеральны.

Когда в месторождениях руды ртути и сурьмы ассоциируют со вторичными сульфидами мышьяка, последние характеризуют близповерхностные зоны месторождения. Иногда отмечается более глубокое залегание сульфидов меди, свинца и сульфосолей по отношению к антимониту или тяготение концентраций золота к кровле рудоносных джаспероидов. Такая закономерность часто нарушается и обусловлена, вероятно, сменой литологических условий среды.

Отмечается тяготение сурьмяных руд к площадям, более близко расположенным к интрузивным массивам, к средам неоднородного состава, но обязательно с кремнеземом. Концентрация киновари требует прежде всего наиболее стерильных от железа условий и наличия карбонатной или карбонатизированной среды; участие кремнезема необязательно (Мусин, 1970).

Выделяется три группы поисковых критериев.

Литологические: а) наличие в разрезе мощной толщи карбонатных пород, благоприятных для осаждения ртути из гидротермальных растворов с точки зрения их химизма (известняки), а также способных по своим физико-механическим свойствам к избирательному дроблению (доломиты); б) наличие в разрезе карбонатных пород горизонтов с переслаивающимися сланцами, мергелями, кремнистыми известняками, хрупкими слоистыми карбонатными породами с пластинчатыми; в) перекрытие карбонатной толщи терригенными породами, являющимися экраном для рудогенерирующих растворов; г) наличие джаспероидов, листовитов и генетически близких им метасоматитов.

Структурные: а) наличие глубинных разломов и сопровождающих их оперяющих трещин; б) благоприятные складчатые структуры (антиклинальные и синклинальные складки разного порядка, включая мелкую гофрировку и микроплойчатость.)

Геохимические: а) первичные и вторичные ореолы рассеяния ртути и сурьмы; б) наличие ртути и сурьмы в рудных и нерудных минералах.

Наиболее перспективными на выявление новых концентраций сурьмы и ртути представляются: в пределах Северотамды-Южно-ферганской металлогенической зоны — площадь Чаукбайской рудной зоны; в пределах Нуратино-Туркестанской — Зааминская, Северо-Нуратинская, Буратбулакская и Бельтауская; в пределах Зеравшано-Гиссарской — Алтыаульская и Кульджуктауская рудные зоны, а также ряд площадей, входящих в пределы Северо-Ферганского пояса с прямыми и косвенными признаками, отмеченными К. Т. Мустафиным и Н. А. Никифоровым.

Наличие в пределах указанных рудных зон рудопроявлений ртути и сурьмы, многочисленных первичных и вторичных ореолов рассеяния этих элементов, а также сочетание благоприятных литологических горизонтов со складчатыми и разрывными структурами позволяют считать, что перспективы этих площадей далеко не исчерпаны.

Металлогенические особенности оловянного оруденения

О наличии на территории Средней Азии оловорудных проявлений свидетельствуют многочисленные древние выработки.

Первые же сведения о касситерите в пегматитах Туркестанского хребта и Алтынтау имеются в работах А. Ф. Соседко, С. С. Курбатова, Д. И. Щербакова и др. Однако целенаправленные поисковые и тематические работы на олово особенно широкое развитие получили в пятидесятые — шестидесятые годы (Х. М. Абдуллаев, Х. Н. Баймухамедов, И. Х. Хамрабаев, И. М. Евфимен-

Эндогенные рудные формации олова центральной части Средней Азии
(Баймухамедов, Джамалетдинов, Рахмедов)

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральные типы	Примеры месторождений и рудопроявлений
Эндогенные месторождения				
Класс плутоногенных месторождений				
Апогранитово-пегматитовый	Редкометалло-оловоносное	Пегматито-редкометаллическая	Кварц-микроклин-альбит-мусковит-касситерит-редкометаллический Кварц-микроклин-альбит-касситерит-редкометаллический	Кетменчи, Карача-Кудук, Лолабулак, Алтынтау Наука, Лолабулак
		Апогранито-редкометаллическая	Кварц-микроклин-альбит-лепидолит-касситерит-редкометаллический Кварц-альбит-турмалин-касситеритовый Кварц-альбит-мусковит-касситерит-редкометаллический	Наука, Кутчи, Кульджуктау Карасу (Турк. хр.) Лолабулак, Кетменчи Карача-Кудук
		Грейзеново-касситеритовая	Кварц-мусковит-касситерит-редкометаллический	Кетменчи, Карача-Кудук
		Скарново-касситеритовый	Кварц-мусковит-касситеритовый Кварц-мусковит-вольфрамит-касситеритовый Гранат-пироксен-кварц-касситерит-шеелитовый	Чангалли, Каракыз Саргардон, Каратау Ингичка, Миранкуль, Майхура
Скарновое	Олово-вольфрамово-полиметаллическое	Скарново-касситеритовая	Амфибол-пироксен-сульфидно-станин-франкеит-касситеритовый	Кыз-Курган, Кальтасай
		Кварц-касситеритовая	Амфибол-гранат-пироксен-сульфидно-касситеритовый Кварц-касситеритовый	Кугитангское поле Карнаб, Чайдароз, Лапас (Восточный), Кенкол

Генетический тип	Семейство рудных формаций	Рудная формация	Минеральные типы	Примеры месторождений и рудопроявлений
Гидротермальный	Оловяносное	Кварц-сульфидно-касситеритовый Карбонатно-касситеритовая	Кварц-турмалин-касситеритовый Кварц-кальцит (доломит)-касситеритовый	Семиз-Кудук Лапас (Западный), Кочкарлы, Кальта, Сукайты
Класс вулканогенных месторождений				
Гидротермальный	Сульфидно-оловяносное	Силикатно-сульфидно-касситеритовая	Кварц-серицит-хлорит-гематит-касситеритовый Кварц-серицит-турмалин-касситерит-серебро-галенитовый	Шавкатли, Четсу Северный Шаваз

ко, М. Х. Гумарова, В. С. Соловьев, М. Д. Троянов, В. Н. Козеренко, Н. В. Нечелюстов и многие другие). В настоящее время в Узбекистане известно более 100 рудопроявлений и месторождений олова, хотя многие из них (Лапас, Кочкарлы, Кенкол, Шавкатли, Кермине и др.) остались до конца не изученными и их рудные возможности полностью не выявлены.

Все известные оловяносные проявления рассматриваемой территории формировались в течение герцинского цикла, причем основная масса — в конце его.

Исследования авторов и имеющийся фактический материал по месторождениям и рудопроявлениям олова позволили выделить следующие оловяносные формации (табл. 9); грейзен-касситеритовую, кварц-касситеритовую, силикатно-сульфидно-касситеритовую, карбонатно-касситеритовую, скарново-касситерит-шеелитовую, скарново-шеелит-касситерит-полиметаллическую и кварц-сульфидно-касситеритовую.

Металлогеническое районирование

В пределах центральной части Средней Азии оловяносные проявления известны в различных металлогенических зонах, но основная их часть, причем наиболее перспективная, сосредоточена на юге Южно-Тяньшачьской, в Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской металлогенических зонах, главным образом в их средних частях (Каттармай-Каратюбинской, Гиссарской и Северо-Карнабчульской подзонах).

В пределах Гиссарской подзоны выделяется Майхура-Кабутинская рудная зона, протягивающаяся вдоль северного контакта Гиссарского плутона, с вольфрамо-оловянным оруденением, к западу от известных проявлений Майхура и Кабуты в по-

следнее время выявлен ряд рудных точек. Оруденение в основном представлено скарново-касситерит-шеелитовой рудной формацией.

В пределах Северо-Карнабчульской металлогенической подзоны известны две оловорудные зоны — Лолабулакская и Кетменчинская с одноименными редкометально-оловянными рудопроявлениями. К юго-западу от Лолабулакской рудной зоны расположены Сукарское и Сутушарское поля касситеритоносных пегматов, которые могут быть продолжением указанных рудных зон. Оруденение здесь выражено в основном грейзен-касситеритовой рудной формацией, представляющей интерес при комплексной разработке руд.

В пределах Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоны оловорудные проявления известны во всех подзонах, но наиболее интересны из них — сосредоточенные в ее центральной части (Каттармай-Каратюбинская подзона), где выделяется Зирабулак-Зиаэтинская рудная зона (W, Sn). Оловянное оруденение представлено здесь кварц- и карбонатно-касситеритовой, а также кварц-сульфидно-касситеритовой рудными формациями.

Западнее, в пределах Кульджуктауской металлогенической подзоны выделяется одноименная рудная зона с возможным наряду с другими и оловянным оруденением этого типа.

На востоке в пределах Зеравшанской подзоны известна небольшая Карасуйская рудная зона с одноименным олово-редкометальным рудопроявлением грейзен-касситеритовой формации.

Олово известно и в Нуратино-Туркестанской металлогенической зоне. В восточной ее части (Туркестано-Алайская подзона) это небольшие редкометальные рудопроявления с оловом, относящиеся к грейзен-касситеритовой и кварц-касситеритовой формациям. В Центральной части (Нуратинская подзона) — проявления апогранит-касситеритовой формации, а еще западнее, в Букантауской подзоне — грейзен-касситеритовой формации (Алтынтау).

В пределах Срединного Тянь-Шаня известны собственно оловорудные и оловосодержащие месторождения и рудопроявления. Первые (Кенкольская группа) размещены в Угам-Кумбельской рудной зоне, расположенной на стыке Северо-Чаткальской и Курминской металлогенических подзон и представлены рудопроявлениями кварц-касситеритовой рудной формации. Вторые — главным образом в пределах Майдантал-Ойгаингской рудной зоны (Северо-Чаткальская подзона), где олово присутствует в качестве сопутствующего элемента в вольфрамовых рудопроявлениях кварц-грейзен-редкометальной и скарново-грейзеновой формаций.

Металлогенические факторы размещения оловорудных формаций

Геотектонический фактор играет, по-видимому, значительную роль в размещении оловянного оруденения. Основная часть рудопроявлений, причем наиболее перспективных, расположена в пределах южной краевой системы Южного Тянь-Шаня, часто тяготея к зонам региональных разломов. В пределах жестких массивов они

также тяготеют к краевым частям геотектонических секторов или к зонам глубинных разломов, разграничивающих сектора.

Магматический фактор для большинства оловорудных проявлений имеет решающее значение. Оловоносные пегматиты и апограниты (в том числе грейзены) не только пространственно, но и генетически связаны со специализированными на олово (более трех кларков) гранитоидами больших и средних глубин. При этом рудопроявления апогранит-кварц-грейзен-касситеритового семейства связаны с более кислыми разновидностями гранитоидов (биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые граниты), а скарново-вольфрам-олово-полиметаллического семейства — с более основными разновидностями (гранодиориты), специализированными и на вольфрам.

В пределах жесткого массива с наложенным вулканоплутоническим поясом оловорудные проявления приурочены к метасоматически измененным зонам кислых плутонических и вулканических образований. Здесь развиты в основном формации кварц-касситерит-полиметаллического семейства.

Структурный фактор является ведущим в размещении оловянных рудопроявлений. Подавляющее большинство гидротермальной генетической группы рудопроявлений локализовано в оперяющих крупные разломы трещинах или зонах тектонических нарушений, протяженность которых иногда достигает 15—25 км при мощности до 1 км.

Литолого-стратиграфический фактор проявляется в приуроченности различных рудных формаций к породам определенного состава. Так, апогранитовая и грейзеновая генетические группы рудопроявлений размещаются в основном внутри и в приконтактных частях кислых гранитоидных интрузивов, скарново-гидротермальная — в контактах гранитоидов с карбонатными (чаще доломиты) породами. Рудопроявления гидротермальной группы — либо в алюмосиликатных терригенных породах (кварц-касситеритовая формация), либо в доломитизированных известняках (карбонат-касситеритовая).

Преимущественная приуроченность олова к силикатной среде, особенно подвергшейся калиевому метасоматозу, объясняется, с одной стороны, близостью геохимических свойств олова, кремния и калия, а с другой — обогащенностью (более 2—3 кларков) этих пород сингенетичным оловом (Джамалетдинов, 1977).

Особенности формирования оловянного оруднения

Источник вещества. Основным источником вещества оловорудных месторождений и рудопроявлений является гранитная магма, специализированная на олово. Геохимические исследования (Джамалетдинов, 1968, 1971) показали, что в гранитоидных интрузивах в процессе кристаллизационной дифференциации магм, с уменьшением их основности происходит значительное накопление олова. В лейкократовых гранитах содержание его в несколько раз превышает кларк для кислых пород. Причем специализированные

(3—10 кларков) на олово гранитоидные интрузивы размещены в первично обогащенных оловом вмещающих толщах. Поэтому пространственная приуроченность оловорудных формаций к этим гранитам не случайна.

В Каратюбе и Зирабулак-Зиаэтинских горах верхнесилурийские кварц-слюдистые сланцы, вмещающие гранитоидные интрузивы, значительно обогащены оловом (2—3 кларка). Это дает основание предполагать, что обогащение оловом этих интрузивов—следствие ассимиляционной специализации.

Глубина формирования. В генетическом отношении касситеритоносные пегматиты и апограниты Северо-Карнабчульской металлогенической подзоны связаны с наиболее глубинными (И. Х. Хамрабаев, Н. К. Джамалетдинов и др.) в регионе (более 4—6 км) гранитоидными интрузивами.

Скарново-касситеритовые, кварц-касситеритовые и карбонатно-касситеритовые формации Зирабулак-Зиаэтинских гор связаны с гранитоидами гипо- и мезоабиссальных (3—4 км) формаций (Хамрабаев, Далимов). По данным И. К. Брагина и др. (1968), глубина формирования грейзеново-касситеритовых (с вольфрамитом) формаций Саргардона составляет 2,8—4 км. Примерно такие же фациальные условия характерны и для редкометалло-касситеритовых месторождений Майдантала, Баркрака, Ойгаинта и др.

Температура формирования. В зависимости от фациальных условий она изменяется в больших интервалах. Например, температура образования оловоносных пегматитов 450—500°C (Горансон, Ферман).

В скарнах минерализации олова проявляется в кварц-сульфидно-шеелитовую стадию, соответствующую температурам не более 300—400°C.

Зональность месторождений. В размещении оловорудных формаций наблюдается определенная зональность. Так, в пределах Каратюбе-Зирабулак-Зиаэтинских гор, где сосредоточена основная масса оловянных рудопроявлений с юга на север высокотемпературные генетические типы сменяются более низкотемпературными. Например, в Лолабулак-Кетменчинской зоне размещены касситеритоносные пегматиты и апограниты, в центральной Каратюбе-Зирабулакской зоне они сменяются касситеритоносными скарнами и грейзен-касситеритовыми формациями (Сарыкуль, Ингичка), а севернее и северо-западнее размещены кварц-касситеритовые, кварц-сульфидно-касситеритовые и карбонатно-касситеритовые формации (Кочкарлы, Лапас, Карнаб, Кермине).

По отношению к выходам гранитоидных интрузивов (Х. Н. Баймухамедов, 1973) оловоносные пегматиты и грейзено-касситеритовые формации располагаются в эндоконтактной апикальной части интрузива или в зоне контакта. Кварц-касситеритовые, кварц-сульфидно-касситеритовые, кварц-карбонатно-касситеритовые формации — в экзоконтактной зоне, местами в значительном (до 1 км) удалении от гранитоидных интрузивов. Иногда наблюдает-

ся переход от апогранитов к пегматитам и грейzenам (Ойганг) или от грейзен-касситеритовых к кварц-касситеритовым и кварц-карбонатно-касситеритовым формациям (Чангалли).

Металлорудные возможности и поисковые признаки оловорудных месторождений

Оловянная минерализация в пегматитах и апогранитах в Узбекистане не имеет самостоятельного практического значения. Олово в них может представлять интерес лишь как попутный компонент. Наиболее перспективные оловорудные формации — грейзен-касситеритовая, кварц-касситеритовая, силикатно-сульфидно-касситеритовая и карбонатно-касситеритовая.

Определенный интерес в смысле оловоносности имеют скарново-рудные месторождения с широким развитием наложенной кварц-сульфидной стадии, с которой может быть связано и олово (Кугитанг).

Наиболее перспективными для постановки поисковых, поисково-оценочных и ревизионных работ на олово представляются: площадь Зирабулак-Зиаэтинских гор (северо-восточный экзоконтакт Зирабулакского интрузива, площадь между Лапасским и Карнабским месторождениями, а также северные и западные части Зиаэтинских гор), районы Каратауского интрузива (Кугитангские горы), Чаткала и Курамы (Шавкатли-Четсу и Северный Шаваз).

Поисковые признаки оловоносных интрузивов и месторождений описывались в работах Х. М. Абдуллаева, И. Х. Хамрабаева, Х. Н. Баймухамедова, Н. К. Джамалетдинова и др.

Результаты минералого-геохимических исследований гранитоидов Зирабулак-Зиаэтинских гор и Каратюбе с учетом вышеперечисленных и других работ позволили (на примере Узбекистана) выделить следующие критерии поисков на олово (Джамалетдинов, 1977): 1) преимущественно кислый гранитный (биотитовые и лейкократовые граниты) состав интрузивов; 2) преобладание в них калия над натрием, обогащенность кремнием, алюминием и щелочами ($a=12-15$), относительная бедность фемическими компонентами ($b=5$) и полевошпатовой известью ($C=1,5\%$); 3) содержание олова в гранитоидах в три раза и более выше кларка; 4) наличие песчано-сланцевых вмещающих отложений, обогащенных (2—3 кларка) оловом; 5) повышенное (2 и более кларков) содержание в гранитоидах фтора; 6) обогащенность гранитоидов монацитом, сфеном, цирконом и присутствие самого касситерита; 7) наличие повышенных (сотые и десятые доли процента) примесей олова в биотитах, мусковитах, сфене, апатите, цирконе, монаците, а также примесей циркония, ниобия, иттрия, урана, тория, висмута, ванадия, стронция и микровключений касситерита в сфене, монаците и цирконе; 8) присутствие биотита с повышенным коэффициентом общей железистости ($f'=70$) и замещение его хлоритом и серицитом; 9) наличие оловосодержащего (от десятых долей % и выше) гематита; 10) присутствие в кас-

ситерите гидротермальной генетической группы типоморфных элементов-примесей (свинец, цинк, мышьяк, сурьма и серебро). Вероятно, пространственная ассоциация олова с этими элементами связана с общностью их некоторых геохимических свойств.

Приведенный материал по металлогеническим особенностям основных типов оруденения центральной части Средней Азии позволяет подметить некоторые общие закономерности их формирования и размещения.

Следует еще раз подчеркнуть, что все рассматриваемое оруденение многоэтапно, но практический интерес представляют пока лишь месторождения гердинского цикла. Внутри них, безотносительно к месту расположения, намечается следующий временной ряд: Pb, Zn, —Cu—W—Au—CaF₂, Hg, Sb.

В пространственно-временном аспекте можно отметить, что в пределах жестких массивов преобладает среднегерцинское оруденение с наложенным позднегерцинским, а в геосинклинальной области — позднегерцинское, т. е. намечается определенное отставание оруденения в геосинклинальной системе, соответствующее некоторому отставанию здесь и интрузивного магматизма. Следовательно, намечается пространственно-временный ряд: оруденение жестких массивов — оруденение геосинклиналей — оруденение жестких массивов, связанное с процессами активизации.

Оруденения меди, свинца, цинка, флюорита, висмута — принадлежность преимущественно жестких массивов, ртути — геосинклинальной системы, а золота, вольфрама и олова — также жестких массивов и геосинклинальной системы.

Некоторые закономерности отмечаются и в пространственном размещении различных типов оруденения. Так, для золотого, медного, свинцово-цинкового и вольфрамового оруденения жестких массивов характерно сочетание скарнового и гидротермального генетических типов, тогда как в геосинклинальной области скарновый тип характерен преимущественно для вольфрамового оруденения, причем основные запасы вольфрама связаны со скарнами.

Отмечается определенная зональность оруденения различных металлов и внутри металлогенических зон. Так, в пределах Курамино-Ферганского жесткого массива с юга на север гидротермальное медное оруденение сменяется скарновым, о чем говорится в разделе о меди. Аналогичную зональность можно отметить и для золота. Для вольфрама скарновый тип оруденения, играющий решающую роль в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинали, в северном направлении сменяется гидротермальным. Для ртутно-сурьмяного оруденения в пределах металлогенических зон более четко выражена «меридиональная» зональность. Здесь в западном направлении в ртутно-сурьмяных рудных зонах снижается роль сурьмяной и флюоритовой минерализации.

Таковы некоторые закономерности пространственно-временного изменения отдельных типов оруденения. Носят они пока предварительный характер и может быть правильнее было бы пока говорить не о самих изменениях, а о тенденциях к ним.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная читателю монография — первая сводка средне-масштабных металлогенических исследований центральной части Средней Азии. На основе геофизических данных, материалов глубоких скважин и метода аналогий авторы попытались наметить вероятные черты металлогении обширных закрытых пространств этой территории.

Приведенный в первой части работы материал по геологическим комплексам и формациям с элементами тектонического анализа позволил создать новую формационно-геологическую основу для металлогенических построений.

В ряде расшифровок тектонической природы некоторых структурно-формационных подразделений эта основа содержит дискуссионные моменты, которые оговорены в соответствующих разделах. При металлогеническом анализе мы принимали ту точку зрения, которая наиболее «сбивалась» с металлогеническими построениями.

По указанной основе на рассматриваемой территории имеется две категории крупных тектонических структур — геосинклинально-складчатая (Южный Тянь-Шань) и обрамляющие ее «жесткие» массивы (Срединно-Тяньшаньский и Каракумо-Таджикский). Каждая из этих категорий отличается типом строения земной коры, структурно-тектоническими условиями, набором геологических комплексов и соответственно профилем металлогении и закономерностями размещения оруденения. Геосинклинально-складчатая область Южного Тянь-Шаня существенно золото-редкометаллическая, а области жестких массивов — полиметаллические, медные, флюоритовые с рядом других металлов. При этом особенно богата разнообразными рудными формациями Срединно-Тяньшаньская область с непрерывным набором геологических комплексов — от докембрия до перми. Кроме того, в ее Чаткало-Кураминской части пересекаются разновозрастные рудные пояса, что с наших позиций и определило ее особенную рудонасыщенность. В то же время многое в природе металлогенической специализации, специфике рудных формаций как вышеупомянутых крупных струк-

турно-тектонических категорий, так и более мелких их единиц еще до конца не понято. Сказывается нехватка регионального тектонического материала, неравнозначность исходных данных, особенно по территории вне пределов Узбекистана. Региональные карты эрозионных срезов, элементы количественной металлогении с применением ЭВМ сделаны только для Чаткало-Кураминского региона. Остается многое выяснить о причинной связи строения земной коры и оруденения. Выявлено большое значение поперечных структур разных масштабов, но не всегда природа их расшифрована. В регионе авторами установлен новый в мировой практике тип руд: например, редкощелочное оруденение вулканогенно-осадочного типа, новый тип вольфрамовых руд. Но для открытия новых рудных ассоциаций не хватает точной количественной оценки в прогнозах проявления известных рудных формаций.

Однако несмотря на все эти неясности мы думаем, что предлагаемая сводка представляет интерес для геологов. Она опирается на новый фактический материал, раскрывает ряд вновь выявленных закономерностей тектоники, размещения геологических комплексов и руд и ставит вопросы на будущее.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. [и др.]. Проблематика рифейских отложений Западного Узбекистана. В кн. «Новые данные по фауне Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
- Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогения Чаткало-Кураминских гор, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во «Наука» АН УзССР, 1960.
- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Абрамович Е. Л. «Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты и методика их изучения», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Адышев М. М. Металлогения метаморфических и осадочных толщ Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Т. 9, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Адышев М. М. [и др.]. Геохронология и условия образования древних рудочносных формаций Среднего Тянь-Шаня. Изв. АН КиргССР, 1972, № 5.
- Алферов Г. Ю. [и др.]. Тектоническая карта Узбекской ССР, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Арапов В. А. Некоторые закономерности размещения оруденения в Алма-лыкском рудном поле. Тр. Главгеологии УзССР, Сб. 2, 1962.
- Арапов В. А., Михайлов В. В., Шаякубов Т. Ш. Палеозойская вулканоплутоническая структура юго-западных отрогов Гиссара». «Узб. геол. ж.», 1971, № 2.
- Аскарров Ф. А., Бигаева А. Р., Сайдыганиев С. С. Абсолютная геохронология магматических формаций. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. К ритмостратиграфии палеозойских рудоносность верхнефранского подъяруса Кураминской подзоны. В сб. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1965.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. К ритмостратиграфии палеозойских отложений Султануиздага (Западный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1967, № 6.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О юго-западной границе Урало-Монгольского складчатого пояса. В кн. «Вопросы региональной геологии и петрологии Средней Азии», Ташкент, САИГИМС, 1975.

- Ахмеджанов М. А. [и др.]. «Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня». Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Арипов А. А. Тектонические и литолого-фациальные факторы в локализации рудных месторождений. В кн. «Основные черты металлогении эндогенных полезных ископаемых Средней Азии», Ташкент, 1975.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Тектоника докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
- Ахмеров Р. З. Применение исследований со станциями «Земля» для изучения глубинного строения горных районов Срединного Тянь-Шаня. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1975.
- Бабаев Қ. Л. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. «Советская геология», 1964, № 5.
- Бадалов С. Т., Туресебеков А. Новые данные о распространении ангидрито-гипсовых пород палеозойского возраста в Карамазаре. «Узб. геол. ж.», 1967, № 2.
- Бадалов С. Т., Виноградов В. И. К вопросу об источниках серы эндогенных месторождений Северо-Западного Карамазара. В кн. «Изотопы серы и вопросы рудообразования», М., 1967.
- Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дуни-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Бадалова Р. П., Маркова А., Моисеева М. И. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика месторождений и рудопроявлений эндогенных формаций золота в Узбекистане. В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Баймухамедов Х. Н. Место Зирабулак-Зиаэтинских гор в металлогенической истории Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1960, № 1.
- Баймухамедов Х. Н. Магматизм Зирабулак-Зиаэтинских гор в связи с рудоносностью. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М. Госгеолтехиздат, 1960.
- Баймухамедов Х. Н. Причины металлогенической специализации некоторых рудных районов Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
- Баймухамедов Х. Н. [и др.]. Основные черты эндогенной металлогении Узбекистана. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Баймухамедов Х. Н. Геология и некоторые закономерности размещения оловорудных месторождений Узбекистана. Зап. Узбекистан. отд. ВМО, вып. 26. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Турсунов М. Х. Условия образования колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Узбекистана. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1966.
- Баратов Р. Б., Литвиненко К. И., Афиногенова Л. Н. Эндогенная металлогения Центрального Таджикистана и Памира. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Т. IX, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Баратов Р. Б., Афиногенова Л. Н., Сальникова Р. Н. Особенности магматических и рудных процессов периода тектонической активизации Гиссаро-Алтая и Памира. В кн. «Металлогения областей тектоно-магматической активизации», Иркутск, 1973.
- Безуглов Э. Д., Кислицын А. Г., Кондаков И. В. «Новые данные по стратиграфии кристаллической серии юго-западных отрогов Гиссарского хребта», «Узб. геол. ж.», 1972, № 3.
- Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В кн. «Геология и рудо-

- ность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1966.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия карбона. Верхний карбон. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Средней Азии. М., «Наука», 1975.
- Берзина В. Л., Сотников В. И. Некоторые особенности состава и строения минералообразующих растворов Кальмакырского месторождения. «Геология рудных м-ний», 1973, № 4.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. БМОИП, Отд. геол. т. X, вып. 5, 6, 1965.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1970.
- Борисов О. М., Мансуров М. М. Курусай-Окуртауский парный разлом Южного Карамазара. «Советская геология», 1975, № 6.
- Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальном съемках колчеданных месторождений Южного Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 66, М., «Недра» 1965.
- Бородаевская М. Б. [и др.]. О металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций, ДАН СССР, т. 187, 1969, № 2.
- Брагин Н. К. [и др.]. О глубинах образования некоторых эндогенных рудных формаций Узбекистана, В кн. «Эндогенные рудные формации», Т. 2, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Структура Алмалыкского рудного района по данным исследований аппаратурой «Земля». В кн. «Земная кора Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западный отрогов Северного Тянь-Шаня, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
- Волочкович К. Л., Гаврилин Р. Д., Ифактопуло Т. Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., «Наука», 1973.
- Воронич Т. М. О генетических рядах рудных образований. В кн. «Итоги петрометаллогенических исследований», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Воронич Т. М., Глейзер Л. М. О новом в Средней Азии вулканогенно-осадочном типе редкощелочного оруденения. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, Тр. ТашПИ УзССР, 1971.
- Воронич Т. М., Глейзер Л. М. О вулканогенно-осадочном типе редкощелочного оруденения. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Воронич Т. М. [и др.]. «Эндогенные рудные формации и их положение в тектонических структурах». В кн. «Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Гарьковец В. Г. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана (доклад, представленный на соискание ученой степени канд. г. м. н. по совокупности работ), Ташкент, 1971.
- Гарьковец В. Г. О выделении Кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений. ДАН СССР, т. 208, 1973, № 1.
- Гарьковец В. Г. [и др.]. Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. ч. 1. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976.
- Гарьковец В. Г. [и др.]. Тектоническая карта Узбекской ССР. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Гарьковец В. Г. [и др.]. Опыт металлогенического районирования Узбекистана на структурно-формационной основе. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.

- Гарьковец В. Г. [и др.]. Главнейшие черты металлогении золота Тянь-Шаня. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Гарьковец В. Г. О допалеозойском оруденении Узбекистана. «Советская геология», 1969, № 12.
- Гильмутдинов Г. И. Температурный режим формирования м-ния Коуирад. В кн. «Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых м-ний Казахстана», Алма-Ата, Изд-во «Илим», 1969.
- Геология СССР, Т. XXIII (Узбекская ССР). М., Изд-во «Недра», 1972.
- Голованов И. М., О геохимической связи меди с железом. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Голованов И. М. О геохимической связи медной минерализации с гибридными породами повышенной основности и щелочности на примере Чаткало-Кураминского региона. В кн. «Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Голованов И. М. Медно-порфировые месторождения Кураминской металлогенической зоны Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1971.
- Голованов И. М. Типы зональности медного оруденения Западного Тянь-Шаня. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Голованов И. М. Эндеогенные медно-рудные формации Узбекистана. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1974.
- Голованов И. М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978.
- Голованов И. М., Рахубенков А. Т. Прогноз медно-порфирового оруденения по ореолам благородных металлов в Алмалыкском районе (УзССР). В кн. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых», Л., «Наука», 1971.
- Голованов И. М., Цой А. В. Вертикальная зональность прожилковой минерализации в медно-порфировых месторождениях Алмалыка (УзССР) «Геология рудных месторождений», 1974, № 1.
- Голованов И. М., Землянов А. А., Мусин Р. А. Эндеогенная металлогения меди Узбекистана на основе прогнозно-металлогенических схем. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Голованов И. М., Цой А. В., Рахубенков А. Т. Кварц алмалыкских медно-порфировых месторождений. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 27, 1974.
- Головин В. Е., Клиблей Г. Х. Грейзены юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Узб. геол. журнал», 1969, № 1.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. «Сравнительная геологическая и металлогеническая характеристика типов свинцово-цинковых провинций Тянь-Шаня и других регионов». В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», том IX, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Горещкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. Всесоюз. мин. общества, ч. 90., вып. 2, 1961.
- Грушкин Г. Г. Некоторые итоги изучения температур образования кварцев и флюоритов. Тр. ИГ АН УзССР, вып. 4. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1949.
- Грушкин Г. Г., Прихидько П. Л. Об изменении химического состава, концентрации, PH газовой-жидких включений в ряде последовательных генераций флюорита. Зап. ВМО, ч. 81, вып. 2, 1952.
- Грушкин Г. Г. Результаты термометрического изучения кальцитов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
- Далимов Т. Н. [и др.]. О роли Южно-Сурхантауского разлома в магматизме хребта Сурхантау. «Узб. геол. ж.», 1969, № 4.
- Далимов Т. Н. [и др.]. «Вулканогенные формации Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.

- Далимов Т. Н. Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Джамалетдинов Н. К. К распределению бериллия, ниобия, тантала и олова в гранитоидах Лолабулак Кетменчинской зоны (Зап. Узбекистан). «Узб. геол. журнал», 1968, № 2.
- Джамалетдинов Н. К., Геохимические и минералогические критерии поисков редкометаллового оруденения в гранитоидах и их экзоконтактах. Зап. Узб. отд. ВМО, 1977.
- Дженчураева Р. Д. Дженчураев Д. Д. Скарны и оруденения Гавасая. Фрунзе, Изд-во «Илим» 1973 г.
- Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск, Изд-во «Наука», Сиб. отделение, 1977.
- Дуни-Барковская Э. А. К вопросу о прогнозировании висмутового оруденения в складчатых областях и зонах (на примере Чаткало-Кураминских гор). В кн. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых», Л., «Недра», 1971.
- Дуни-Барковская Э. А. Зональность Устарасайского вольфрам-мышьяк-висмутового рудного поля (УзССР). В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений» М., «Наука», 1972.
- Дуни-Барковская Э. А. Геохимия и минералогия висмута (на примере Чаткало-Кураминских гор Средней Азии). Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1975.
- Дуни-Барковская Э. А. Гумбеиты в связи с висмутовым, вольфрамовым, и мышьяковым оруденением Бричмуллинского рудного поля (Тянь-Шань. Песемский хребет). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28, 1975.
- Дуни-Барковская Э. А. Висмутоносные пояса Чаткало-Кураминского региона. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, 1976.
- Дуни-Барковская Э. А. Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978.
- Дуни-Барковская Э. А., Голованов И. М., Полюковская В. С. К вопросу о температурных условиях образования кварцевых жил с висмутовой минерализацией в Чаткало-Кураминских горах. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 22, 1970.
- Дуни-Барковская Э. А., Глейзер Л. М., Сургутанова Д. Особенности распределения висмута, сурьмы, мышьяка в докембрийских осадочных формациях Чаткальских гор. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1974.
- Дуни-Барковская Э. А., Айзенштат В. И. К распределению Bi , As , Sb , Sn в некоторых гранитоидных интрузивах и породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 27, 1974.
- Дуни-Барковская Э. А., Юсупов Р. Г. Геохимия висмута в интрузивных породах Кураминских гор Средней Азии. «Геохимия», 1976, № 3.
- Журавлева И. Т. [и др.]. К познанию раннего кембрия Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Зуннунов Ф. Х. [и др.]. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана. В кн. «Земная кора Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Исамухамедов И. М. [и др.]. Главнейшие особенности металлогении и магматизма Гиссарского хребта. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1971.
- Искандаров Э., Голованов И. М. Эксперименты по замещению биотита сульфидами меди и железа в гидротермальных условиях. В кн. «Геология и рудоносность Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Калинкин В. И., Толкунов А. Е. Основные закономерности размещения флюоритовых месторождений Кураминской рудной провинции. «Узб. геол. ж.», 1974, № 4.
- Калинкин В. И., Толкунов А. Е. Особенности локализации флюоритового оруденения в карбонатно-сланцевых толщах Средней Азии. «Узб. геол. ж.», 1975, № 5.

- Калинкин В. И. [и др.]. Флюорит. В кн. «Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
- Карабаев Қ. Особенности распределения ртуты в альпийской зоне хребта Кугитанг. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа Востока Средней Азии и сопредельных территорий Казахстана. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX. М., Изд-во «Наука», 1970.
- Каталог интрузивных массивов Узбекистана, часть I и II, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. «Геология рудных месторождений», 1972, № 5.
- Козырев В. В. [и др.]. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Среднего Тянь-Шаня (на примере Чаткальской и Кураминской подзон). Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Коновалов О. А., Кустарникова А. А. Особенности размещения дограницитовидных магматических и рудных формаций в западной части Южного Тянь-Шаня. В кн. «Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1973.
- Королев А. В. К вопросу о направлении подготовки глубинных поисков скрытых рудных тел в Алмалыкском районе УзССР. «Узб. геол. ж.», 1959, № 3.
- Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Королев В. Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 144, 1962, № 6.
- Королев В. Г., Киселев В. В. Рифейские отложения Средней Азии и Южного Казахстана. В кн. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1971.
- Кулешова И. Н., Мусин Р. А., Мустафин К. Т. Особенности минеральных ассоциаций и генезис золоторудных и сурьмяных месторождений Касанского района. Зап. Узб. отд. ВМО, Вып. 18, 1966.
- Курбаниязов К. К., Борисов О. М., Ахмеджанов М. А. Геологическое строение домезозойских образований Каракалпакии, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976.
- Курбатов С. С. Материалы по минералогии пегматитовых жил Алтынтау, Тр. ТПЭ, вып. XVI, 1935.
- Кустарникова А. А., Рахматуллаев Х. Р. О роли палеовулканизма в золоторудной минерализации Кызылкумов, ДАН УзССР, 1967, № 2.
- Кустарникова А. А., Подкопаев П. Н. К вопросу о позднекаледонской золоторудной минерализации в Центральных Кызылкумах. В кн. «Рудные формации Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Зап. Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Лордкипанидзе Л. Н. Эволюция принципов районирования Средней Азии. В кн. «Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии», вып. 28, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
- Малахов А. А. «Семейства родственных рудных формаций — основа принятой систематики». В кн. «Эндеогенные рудные формации Узбекистана», Т. I, Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1966.

- Малахов А. А. «Опыт систематики эндогенных рудных формаций вольфрама, молибдена, висмута, олова, меди, марганца, свинца, цинка, ртути и сурьмы, флюорита, волластонита и алунита». В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», Т. II, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Малахов А. А. Значение субвулканических рудных формаций и запасы меди в месторождениях, связанных с проявлениями вулканизма, в общем балансе месторождений. Вопросы вулканизма Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Менакер Г. Н. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в «Центральном и Восточном Забайкалье». «Геология рудных месторождений», 1972, № 6.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. «О метаморфогенном рудообразовании Узбекистана». В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В., Лазуренко В. Н. Некоторые особенности проявления золото-медной минерализации Чапух-Дандончоанской перспективной полосы (УзССР) Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 27, 1974.
- Могааровский В. В., Мельниченко А. К. О нижней возрастной границе флюоритовых месторождений южного склона Гиссарского хребта. ДАН СССР, Т. 172, 1967, № 5.
- Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Москалева К. Н., Шаталов Е. Т. Типы петрографических провинций СССР. М., «Недра», 1974.
- Мусин Р. А. Вопрос о возрасте известняковых толщ Туркестанского хребта, вмещающих корундовые образования и его значение в понимании генезиса наждаков. ДАН УзССР, 1951, № 10.
- Мусин Р. А. Формации рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского рудного региона. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Мусин Р. А., Мустафин К. Т., Рахматуллаев Х. Р., Курманалиев М. О причинах концентрации ртути в конечных этапах тектонических циклов. Тезисы конференции: «Современное состояние учения о полезных ископаемых». Тр. ТашПИ, 1971.
- Мусин Р. А., Султанмуратов Ш. Об условиях проявления ртути и сурьмы в Кураминской зоне Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Металлогения и геохимия Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Мусин Р. А. Роль продуктов древних кор выветривания в формировании эндогенного оруднения. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Мушкин И. В., Кутенец В. А. Металлогенические особенности интрузивных комплексов Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Мушкин И. В. [и др.]. Блоковое строение и металлогения Западного Узбекистана. «Советская геология», 1973, № 12.
- Наумов В. В., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н. О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений. ДАН СССР, 1966, № 1.
- Новосельцев Ю. А. К вопросу о возрасте некоторых флюоритовых месторождений Южного Гиссара, Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-техн. и хим. наук, 1966, № 1.
- Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. УФАИ СССР, Свердловск, 1960.
- Овчинников В. В. Генетические особенности висмутовой минерализации западного окончания Заилийского Ала-Тау. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня» (Тезисы докладов к 5-му Всесоюзному металлогеническому совещанию). Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Овчинников Л. Н., Григорьян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. В кн.

- «Научная основа геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений», Иркутск, 1970.
- Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая. «Геология рудных месторождений», 1973, № 6.
- Палей Л. З. Возраст и особенности размещения золотого оруденения в Средней Азии. «Советская геология», 1968, № 3.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Панкратьев П. В., Покровский А. В., Михайлова Ю. В. Регионально-металлогеническая зональность и главнейшие рудные формации Южного Узбекистана. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1971.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В., Далимов Т. Н. Особенности локализации полиметаллического оруденения в Юго-Западном Гиссаре. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 26, 1972.
- Поддубный Н. П. К перспективам редкометального оруденения в Кугитангау (Южный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
- Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972.
- Покровский А. В. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). «Узб. геол. ж.», 1963, № 1.
- Покровский А. В. Новая находка эколгитов в Средней Азии. ДАН СССР, Т. 210, 1973, № 5.
- Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд. Комитета наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд. САГУ, 1960.
- Попова Н. А. [и др.]. Метаморфизм и ультраметаморфизм в породах Гармского кристаллического массива. В кн. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания». Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Прокин В. А. Связь сульфидных месторождений эвгеосинклинальных областей с магматизмом и метаморфизмом (на примере Южного Урала). «Геология рудных месторождений», 1972, № 1.
- Пузанов Л. С., Колпус Л. В. О генетическом значении распределения содержания калия, натрия, бария и стронция во «флюоритах месторождений плавикового шпата СССР». «Геохимия», 1973, № 4.
- Пузанов Л. С. Температуры образования и температурная зональность флюоритового оруденения. «Геология рудных месторождений», 1972, № 4.
- Рахманов К. А. Пермо-триасовые вулканические трубки взрыва и субвулканические дайки базальтоидов северной части Чаткало-Кураминского региона и связанные с ними флюоритовые минерализации. Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания, Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Рахманов К. А. Общность фациальных условий становления Уинского субвулкана и ассоциирующего с ним месторождения Дудесай. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 2, 1972.
- Рахманов К. А. Петролого-геохимические особенности и некоторые вопросы рудоносности пермо-триасового комплекса щелочных базальтоидов северной части Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1974.
- Рахматуллаев Х. Р. О связи герцинских золоторудных и ртутнорудных формаций Южного Тянь-Шаня. «Узб. геол. ж.», 1970, № 4.
- Рахматуллаев Х. Р. Место позднегерцинских золоторудных формаций Западной оконечности Южного Тянь-Шаня в геохимической диаграмме А. Е. Ферсмана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, 1976.

- Репина Л. Н. [и др.]. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов (Южный Тянь-Шань). Новосибирск. Изд-во «Наука», Сиб. отд., 1975.
- Рождественский Ю. П. Эволюция рудообразования и молибденово-медное оруденение в истории геологического развития Центрального Казахстана. Автореферат канд. дисс., 1972.
- Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Румянцева З. С. Стратиграфия и фораминиферы среднего карбона Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Рябчиков И. Д. О летучести серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», 1974, № 4.
- Рябчиков И. Д. Минеральные равновесия с участием флюидной фазы (на примере кислых магматических систем). Автореф. докт. дисс., 1973.
- Сабдушев Ш. Ш. [и др.]. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Сазонов В. Д. Новые данные по геохронологии Карамазара (Тянь-Шань) ДАН СССР, 206, 1972, № 1.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Ташкент, Изд. ТашГУ, 1960.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеол-издат, 1947.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
- Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещ. полезн. ископ.», т. 8, М., «Наука», 1967.
- Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии пегматитов Алтынтау. Тр. Каракалпакской комп. экспедиции, Т. IV, 1931.
- Сотников В. И., Берзина А. И. Некоторые генетические особенности медно-молибденовой формации в Алтае-Саянской геосинклинальной области. В кн. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., «Наука», 1968.
- Султанмуратов Ш., Гамалеев И. Е., Дададжанов Б. О случаях совместного нахождения золота и киновари в районе западного продолжения Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. «Узб. геол. ж.», 1974, № 2.
- Тимофеева Т. С. Минералого-геохимические особенности некоторых золото-содержащих проявлений Средней Азии. В кн. «Вопросы геологии, петрологии и минералогии эндогенных месторождений Средней Азии». М., «Недра», 1972.
- Тимофеева Т. С. «Минералы платиноидов». В кн. «Минералы Узбекистана», Т. I. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Тимофеева Т. С. Особенности минерального состава руд месторождения Куру-Тегерек. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, 1976.
- Толкунов А. Е. Геологическая структура флюоритового месторождения Агата (Чаткальский хребет), приуроченного к жерловым фациям кислых эффузивов. «Узб. геол. ж.», 1965, № 3.
- Толкунов А. Е. Закономерности размещения флюоритового оруденения в Чибаргатинском рудном районе. «Узб. геол. ж.», 1970, № 1.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И. Об изотопном составе свинца рудных месторождений Кавказа и Средней Азии. Булл. Комиссии по определению абс. возр. геол. форм. вып. IV, М., «Наука» 1961.
- Турсебеков А. Минералого-геохимические особенности серы в связи с эндогенным оруденением Алмалыкского рудного района. Автореф. канд. дисс., 1973.
- Узаков Х. К структурно-формационному районированию палеозоя скрытых территорий Юго-Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.» 1968, № 1.
- Федорчук В. П. Эндогенные формации ртути и сурьмы. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», Т. I, Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1966.

- Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969.
- Федорчук В. П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. IX, М., «Наука», 1970.
- Финкельштейн Ю. В. Геологические закономерности размещения ртутного оруденения западной части Туркестанского хребта и Мальгузарских гор (Зап. Узбекистан). Автореф. канд. дисс., Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. Томск. Изд. Томского ун-та, 1972.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Главнейшие особенности магматизма в Узбекистане. «Петрография Узбекистана» Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1965.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане. «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.
- Хамрабаев И. Х. Заключение. В кн. «Земная кора Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Хамрабаев И. Х., Панкратьев П. В., Рахматуллаев Х. Р. Особенности размещения и формирования колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения Южного Тянь-Шаня. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Хамрабаев И. Х., Мусин Р. А., Султанмуратов Ш. Ценное пособие по оценке месторождений ртути и сурьмы, «Советская геология», 1971, № 7.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. К золотоносности южной части Тамдытау. «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматические формации, фации и их положение в тектонических структурах. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Офиолитовые пояса Средней Азии. Тезисы докладов международного симпозиума «Офиолиты в земной коре», М., «Наука», 1973.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Некоторые закономерности развития магматизма Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1975, № 5.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Закономерности размещения и формирования скарново-редкометаллической минерализации (на примере Койташского, Лянгарского, Ингичкинского и Каратюбинского рудных полей Западного Узбекистана). В кн. «Геология и генезис скарново-рудных месторождений Средней Азии», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
- Хорват В. А. Некоторые геологические особенности распределения висмутовой минерализации в Средней Азии. Тр. САИГИМСа, 1964.
- Хорват В. А., Дуниин-Барковская Э. А., Голованов И. М. Висмутовые и висмутосодержащие эндогенные рудные формации Чаткало-Кураминской складчатой области. «Геология рудных месторождений», 1967, № 6.
- Хорват В. А., Дуниин-Барковская Э. А., Голованов И. М. Висмутосодержащие формации Чаткало-Кураминских гор. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 24, 1971.
- Хорват В. А. Рудные формации висмутовых месторождений Тянь-Шаня и основные закономерности размещения висмутового оруденения. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе. Изд-во «Илим», 1971.

- Хохлов В. И., Головин В. Е. Типы догерцинских магматических формаций и магмаконтролирующих структур Южного Узбекистана. ДАН СССР, Т. 206, 1972, № 2.
- Чеботарев Г. М. Некоторые вопросы генезиса Западно-Узбекистанских полиметаллических месторождений. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана». Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Шаякубов Т. Ш. Вулканогенные формации Чакчарского рудного поля и их рудоносность. Ташкент, 1974.
- Шувалов В. Б. К геохимии фтора в грейзенах и флюоритово-слюдяных метасоматитах верховьев басс. р. Пскем. Зап. Узб. отд. ВМО, Вып. 23, 1970.
- Шувалов В. Б., Терехович С. Л. К геохимии Nb, Ta, Sc, Y и Yb в вольфрамитовых кварцево-жильно-грейзеновых тел р. Акбулака и верховьев бассейна р. Пскема (Западный Тянь-Шань). ДАН УзССР, 1977, № 5.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Тр. ВНИГИ, Л., 1971.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., «Недра», 1976.
- Юсупходжаев Х. О связи гравитационного поля юго-западных отрогов Гиссарского хребта с его глубинным строением. «Узб. геол. ж.», 1970, № 2.
- Юсупходжаев Х., Панкратьев П. В. О геолого-геофизическом обосновании металлогенической зональности юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 5.
- Яковлев П. Д. Структурные типы месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам. «Советская геология», 1967, № 7.
- Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976.
- Kesler S. E. (1973) — Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits. «Econ. geol.», v. 68, N 1.
- Roedder E. (1971) — Fluid inclusion studies on the porphyrytype ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado. «Econ. geol.», v. 66, N 1.
- Sillitoe R. (1972) — A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. «Econ. Geol.», v. 67, N 2.
- Stoll W. Z. (1965) — Types of metallogenic province in relation to depths of origin of the parental magmas. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 82.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Краткий очерк геологического строения и развития региона (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов).	5
Эпоха формирования древних геосинклиналей и платформ.	9
Эпоха формирования платформенного чехла.	11
Эпоха формирования молодых геосинклиналей и платформ синэпигейского профиля.	11
Общая характеристика геологических комплексов (О. М. Борисов, О. П. Горьковой при участии Р. П. Абдуллаева, Л. М. Глейзера, Н. И. Ишназарова, А. С. Масумова).	19
Геологические комплексы кеноренского и сфено-карельского циклов.	20
Геологические комплексы гренвильского цикла.	24
Геологические комплексы байкальского цикла (R_3-V).	26
Геологические комплексы каледонского цикла ($С_1-D_1$).	29
Геологические комплексы герцинского цикла.	39
Группа комплексов, сформировавшихся в условиях геосинклинального тектонического режима.	40
Группа комплексов, сформировавшихся в условиях срединно-массивного тектонического режима	52
Группа комплексов, сформировавшихся в условиях платформенного режима	64
Основные черты металлогении центральной части Средней Азии.	68
Принципы и методы подхода к металлогеническому анализу (Т. М. Мацоккина-Воронич).	68
Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область (Т. М. Мацоккина-Воронич, О. П. Горьковой, П. В. Панкратьев, М. Махсудов.	74
Каратау-Нарынская металлогеническая зона	74
Курамино-Ферганская металлогеническая зона.	83
Учкулач-Гузанская металлогеническая зона	102
Южно-Тяньшаньская металлогеническая область.	106
(И. Х. Хамрабаев, Х. Рахматуллаев, П. В. Панкратьев, М. С. Кучукова, О. П. Горьковой).	106
Букантауская и металлогеническая зона.	109
Нуратино-Туркестанская металлогеническая зона	113
Северотамды-Южноферганская металлогеническая зона.	117
Зеравшано-Гиссарская металлогеническая зона	124
Гиссарская металлогеническая зона.	130

Каракумо-Таджикская металлогеническая область (П. В. Панкратьев, О. П. Горьковой)	136
Хорезмо-Байсунская металлогеническая зона	137
Амударья-Кугитангская металлогеническая зона	144
Султан-Увасайский металлогенический узел (И. Х. Хамрабаев, Х. Рахматуллаев)	146
Некоторые общие закономерности, выводы и задачи будущих исследований (И. Х. Хамрабаев, Т. М. Мацокина-Воронич)	149
Распределение оруденения по эпохам и этапам	150
Особенности строения земной коры и металлогения	152
Некоторые генетические вопросы	156
Некоторые общие закономерности, выводы и задачи будущих исследований	156
Металлогенические особенности профилирующих металлов	
Введение (П. В. Панкратьев, М. М. Мансуров)	158
Металлогенические особенности золотого оруденения (И. Х. Хамрабаев, М. М. Мансуров, Х. Р. Рахматуллаев, Т. С. Тимофеева)	162
Металлогенические особенности медного оруденения (И. М. Голованов)	174
Металлогенические особенности свинцово-цинкового оруденения (П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова)	189
Металлогенические особенности вольфрамового оруденения (И. Х. Хамрабаев, М. С. Кучукова, Э. Мурадов, В. Б. Шувалов)	204
Металлогенические особенности флюоритового оруденения (Э. А. Дунин-Барковская, В. И. Калинин, Р. А. Мусин, К. А. Рахманов, В. Б. Шувалов)	214
Металлогенические особенности висмутового оруденения (Э. А. Дунин-Барковская)	227
Металлогенические особенности ртутного и сурьмяного оруденения (Ш. Султанмуратов, Р. А. Мусин)	237
Металлогенические особенности оловянного оруденения (Х. Н. Баймухамедов, Н. К. Джамалетдинов, У. Рахмедов)	245
Заключение	253
Литература	255

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геофизики
им. Х. М. Абдуллаева*

Редактор *Р. Якубович*
Художник *В. Тий*
Технический редактор *Х. Карабаева*
Корректор *Е. Орлова*

ИБ № 600

Сдано в набор 24/1-79 г. Подписано к печати 12/III-79 г. P04539. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16,75. Уч.-изд. л. 17,4. Тираж 1000. Заказ 37. Цена 2 р. 80 к.

Адрес издательства: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

BOOK

3318