

**МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)**

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Ташкент — 1975

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

553,065

1540
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Ташкент — 1975



УДК 553.3.0621.067.078(575)

В сборнике приводятся новые материалы по геологии эндогенных месторождений Средней Азии. Рассматриваются особенности металлогении и закономерности размещения важнейших рудных полезных ископаемых в складчатых системах, областях, зонах, рудных районах и рудных полях. Охарактеризована роль главнейших рудоконтролирующих факторов, а также петрографических и минералого-геохимических критериев при металлогеническом анализе.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, интересующихся проблемами региональной металлогении, генезиса рудных месторождений.

Редакционная коллегия: С. И. Ибадуллаев (главный редактор), М. А. Ахмеджанов, Х. А. Акбаров, А. А. Арипов, К. Л. Бабаев, Л. А. Быков, А. Б. Габелко (зам. главного редактора), Л. П. Коннов, В. А. Королев, И. Э. Марниц, Л. Г. Пакало (отв. секретарь), И. Д. Чумаков, Я. В. Успенский.

Ответственные за выпуск К. Л. Бабаев, В. Д. Отрошенко

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья (САИГИМС) Министерства геологии УзССР, 1975 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике представлены материалы сотрудников, ведущих в течение многих лет исследования по геологии рудных месторождений, металлогении рудных районов и Средней Азии в целом. Важнейшая задача таких исследований—дальнейшее повышение эффективности геологических работ путем детального комплексного изучения месторождений и рудных узлов, крупных рудных районов и провинций с целью установления и уточнения основных закономерностей формирования пространственного размещения месторождений различных генетических и структурно-морфологических типов; разработка поисковых критериев для конкретных районов.

Сборник состоит из двух разделов.

В первый включены работы регионально-металлогенического характера. В этом плане написаны статьи А. Д. Шмулевича и др. о важнейших рудоконтролирующих факторах эндогенного оруденения Тянь-Шаня, выявленных в процессе составления «Комплексной металлогенической карты Тянь-Шаня»; В. А. Королева о структурных типах месторождений меди Средней Азии. В большинстве материалов этого раздела приводятся новые данные об условиях формирования и размещения эндогенного оруденения в рудных районах и на рудных полях, т. е. в них затрагиваются вопросы, связанные с более локальными поисковыми и геологоразведочными работами на месторождениях различных типов (статьи В. Д. Отрощенко, Е. М. Головина, Л. А. Юрьевой, Ю. И. Иванова и М. Д. Баймухамедова, А. А. Абдукаюмова, А. Г. Шмелева и Т. Н. Леухиной).

Во второй раздел включены работы, в которых рассматриваются петрографические и минералого-геохимические критерии

І. ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*А. Д. Шмулевич, В. Д. Отрощенко, Л. З. Палей,
Г. М. Шуплецов, Р. В. Земан, Л. В. Мишанина*

ВАЖНЕЙШИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Авторами предпринята попытка выявить и произвести сравнительную оценку значимости рудоконтролирующих факторов с учетом геологических позиций рудоносных площадей различных масштабов.*)

В настоящее время выделяются следующие типы рудоносных территорий: металлогенические провинции (рудные пояса); металлогенические области; металлогенические зоны и рудные районы (узлы); рудные поля и месторождения.

Основными объектами металлогенического анализа в Средней Азии являются металлогенические зоны и рудные районы (для провинций и областей), рудные поля (для районов) и месторождения (для рудных полей). В соответствии с этим рудоконтролирующие факторы дифференцированы по 3 категориям (таблица).

І. Первая определяет рудную специализацию и геологические позиции металлогенических провинций и областей (Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань). Факторы, относящиеся к этой категории, делятся на собственно металлогенические, геотектонические и магматические.

Под собственно металлогеническими факторами понимаются принадлежность рассматриваемого региона к трансрегиональным поясам и время формирования оруденения. Принадлежность территории к определенному трансрегиональному поясу предопределяет ее вероятную рудную специализацию.

*) См. «Комплексную металлогеническую карту Тянь-Шаня» (14).

Факторы, определяющие металлогеническую специализацию и контролирующие размещение эндогенного оруденения Тянь-Шаня

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
Категории, определяющие металлогеническую специализацию и геологические позиции металлогенических провинций и областей								
Металлогенические								
Принадлежность к планетарным (или трансрегиональным) металлогеническим поясам:								
а) Средиземноморский; б) Урало-Тяньшаньский.	1	Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань	1	Тянь-Шань	5	Тянь-Шань
Металлогенические эпохи								
а) докаледонская	2	Там же	2	Северный и Южный Тянь-Шань	3	Северный Тянь-Шань		

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
б) каледонская	3	Северный Тянь-Шань	1	Северный Тянь-Шань	3	Северный Тянь-Шань	3	
в) герцинская ранняя	5	Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань	5	Срединный и Южный Тянь-Шань	4	Южный Тянь-Шань
г) герцинская поздняя	3	Там же	5		5			
д) киммеридо-альпийская	2-3	Северный Тянь-Шань	4		4	Южный Тянь-Шань	2	Памир, Копетдаг, Кугитанг
Геотектонические								
Тип геосинклиальной системы								
а) моногеосинклиальная полного развития	5	Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань
б) моногеосинклиальная незавершенного развития	3	Северный Тянь-Шань	5	Северный Тянь-Шань	3	Северный Тянь-Шань	3	Северный Тянь-Шань
в) полигеосинклиальная с субгеосинклиальным режимом верхнего структурного этажа	3	Срединный Тянь-Шань	4	Срединный Тянь-Шань	5	Срединный Тянь-Шань	3	Срединный Тянь-Шань

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
Тектонические секторы геосинклинальных систем								
а) срединные массивы	3	Северный и Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань				
б) внутренние зоны	5		5	Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань		
в) рвы внутренних зон		Южный Тянь-Шань			5			
г) периферические зоны	4				2	Северный и Южный Тянь-Шань	5	Южный Тянь-Шань
д) геосинклинальная рама	3		5	Повсеместно				
е) глубинные разломы	1							
Структурно-формационные зоны различного возраста складчатости (Южный Тянь-Шань)								
а) раннегерцинские	4	Зирабулак-Кара-Тюбинская,	5	Нуратинская, Центрально-гиссарская зоны				
б) среднегерцинские	5	Нуратинская, Южно-Гиссарская зоны						
в) позднегерцинские	3-4	Кураминская зона	4	Кураминская, Касансайская зоны	5	Кураминская, Касансайская, Писталитау-Карачатырская, Байсунская зоны	5	Касансайская, Сурметашская зоны

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
г) ранне-среднегерцинские с проявлениями позднегерцинской внутрициклической активизации	4	Ягнобская зона					5	Алайская, Центральногиссарская, Ягнобская зоны
Магматические								
Петрохимическая специализация продуктивной эпохи (цикла) интрузивной деятельности								
а) кислая (граниты, градиориты)	5	Южный Тянь-Шань	5	Повсеместно				
б) средняя (диориты)	4		4	Срединный Тянь-Шань				
в) щелочная (сиениты)			4	Кураминская зона			1	Южный Тянь-Шань
г) основная (габбро)								
д) ультраосновная (перидотиты)								
Категории, определяющие геологические позиции металлогенических зон (рудных поясов) и районов (узлов)								
Структурно-тектонические								
Возраст рудовмещающих структурных этажей и ярусов								
а) докаледонский структурный этаж (нерасчлененный)	2	Нуратинская зона	5	Нуратинская, Касансайская зоны	3	Бурханская, Макбальская зоны		

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
б) каледонский структурный этаж нижний ярус (собственно геосинклинальный этап);	2	Восточно-Киргизская зона	4	Бурханская, Восточно-Киргизская зоны			1	
средний ярус (соскладчатый этап);								
верхний ярус (орогенный этап)								
в) герцинский структурный этаж нижний ярус (собственно геосинклинальный этап);	5	Нуратинская, Зирабулак-Каратюбинская зоны	5	Нуратинская, Зирабулак-Каратюбинская зоны	5	Писталитау-Карачатырская и Касансайская зоны		Кавакская, Алайская, Сурметашская, Зирабулак-Каратюбинская зоны
средний ярус (соскладчатый этап);								
верхний ярус (орогенный этап)								
г) киммеридо-альпийский структурный этаж (нерасчлененный)	3	Тессорский район	4	Кураминская, Байсунская зоны	4	Кураминская зона	5	
						Кугитангский район	2	

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
Характер процесса								
а) высокая дифференцированность тектонических движений и развитие флексурно-блоковых структур	4	Кураминская зона	4	Нуратинская, Кураминская зоны	4	Кураминская зона		
б) мобильные долгоживущие тектонические структуры, развивающиеся на стыке мало-подвижных площадей, сложенных древними складчатыми сооружениями (срединные массивы), с молодыми наложенными постконсолидационными прогибами	3	Актюзский, Кугитангский районы	3	Стык Иссык-кульского и Заилийского срединного массивов с Восточно-Киргизским эпикаледонским прогибом	4	Стык Заилийского срединного массива с Восточно-Киргизским эпикаледонским прогибом		
Морфология структур								
а) антиклинории	5	Нуратинская, Зирабулак-Кара-тюбинская зоны			2	Таласо-Кара-тауская зона	5	Алайская зона
б) синклинории					4	Писталитауская зона		

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
северо-западного простирания;	4	Зирабулак-Каратюбинская зона	5	Нуратинская зона	5	Каратау-Таласская зона	1	Алайская, Сурметашская, Зирабулак-Каратюбинская зоны
северо-восточного простирания;		Бурханская, Ягнобская зоны	4	Кураминская зона	5	Восточно-Киргизская зона		
широтного простирания		Нуратинская зона	5	Нуратинская зона	5	Карабалтинская зона	5	
Формационные (группы формаций)								
а) осадочные и метаморфические	3	Южно-Гиссарская, Варзобская зоны	5	Нуратинская зона и др.	5	Писталитауская зона	5	Касансайская, Алайская и Ягнобская зоны
б) вулканогенные	1		4	Кураминская зона	5	Байсунская зона	2	Кураминская зона
в) интрузивные	3	Кураминская, Южно-Гиссарская зоны,	4	Кураминская зона	3	Кураминская зона		
г) метасоматиты (контактовые)	5	Зирабулак-Каратюбинская, Нуратинская, Сонкульская зоны	4	Зирабулак-Каратюбинская зона	4	Кураминская зона		

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
Категории, определяющие геологические позиции рудных полей								
Структурные								
а) поверхности несогласий между структурными ярусами и подъярусами			5	Повсеместно	4	Пайбулак и др.		
б) участки сопряжения глубинных (в том числе скрытых) разломов различного направления	2		4	Алмалык	4	Бурхан и др.		
в) тектонические контакты ранних интрузий, в последующем обновленные	2		4					
г) разломы, ограничивающие структуры грабен-синклиналей или параллельные им зоны дислокаций							5	Курусай и др.
д) брахиантиклинальные складки, осложненные разломами	4		4		2	Сумсар и др.	5	Хайдаркан, Кадамджай

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
е) периферические части древних вулканических аппаратов			4	Талдыбулак				
ж) сопряжения разломов II порядка различного направления	3		5					
з) ундуляция и изгибы в плане осей: антиклинальных складок; синклинальных складок Формационные (литологические)	3	Каратюбе	5	Повсеместно				
Осадочные и метаморфические формации								
а) континентальная терригенная: тонко- и среднекластические образования			3	Янгокляк				
грубокластические образования			3	Сарымулла				
б) молассовая			4	Акджилга				
в) прибрежно-континентальная терригенная	3		5		2	Учочак и др.		
г) морская песчано-глинисто-сланцевая	4	Коктурлак	4	Капсай, Давлятходжа				

Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
д) флишевая и флишевидная			3					
е) терригенно-карбонатная	5	Кабуты и др.			5	Учкулач	5	Джижикрут, Пянджжок, Кок-джерты, Сымап и др.
ж) карбонатная, в том числе рифовые образования	5	Ингичке и Койташ	3		5	Миргалимсай, Ачисай, Сумсар и др.	5	
з) терригенно-вулканогенная; вулканогенный материал основного и ультраосновного составов;								
кислого и среднего составов	2	Моголтау	4	Кочбулак	5	Хандиза	2	Аксаката
и) кремнистая кристаллических сланцев, амфиболитов, филлитов, мигматитов, гнейсов, гранитизированных пород	2	Иштамберды	5					
Эффузивные формации								
а) кислые	2	Марганцевое, Токснбулак	4				2	Аксаката
б) средние								
в) основные и ультраосновные								

1540

Категории рудоконтролирующих факторов	Больфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
Интрузивные формации								
а) щелочно-нефелин-сиенитовая							2	Атбаш
б) щелочно-граносиенитовая								
в) щелочных габброидов								
г) аляскитовая	3	Мелкие проявления						
д) гранитовая	3	Камангаран, Кабуты			3	Боорду		
е) гранодиоритовая	5	Койташ, Ингичке, Чалай, Кашкасу	5	Чармитан, Курутегерек	4	Гудас		
ж) сиенито-диоритовая			5	Каьмакыр, Каульды				
з) плагиогранитовая	3	Дайковое	3					
и) диоритовая								
к) габброидная								
л) перидотит-пироксенитовая								



Категории рудоконтролирующих факторов	Вольфрам		Золото		Свинец, цинк		Ртуть, сурьма	
	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры	значимость фактора	примеры
Формации контактовых метасоматитов								
а) известковые скарны	5	Ингичке, Койташ и др.	4	Тарор	5	Алтынтопкан		
б) апомagneзиальные известковые скарны	3	Сарыкуль Тым, Чалай, Джилао			3	Кургашикан, Кумышкан		

Значение факторов: 5—определяющее (ведущее); 4—среднее; 3—слабое; 2—фактор установлен, но значение его не выяснено; 1—фактор достоверно не установлен, предполагается по косвенным признакам и аналогии.

Регион представляет собой юго-восточное продолжение Урало-Тяньшаньского и Средиземноморского трансрегиональных рудных поясов (2, 3, 6, 11, 13).

Металлогеническая эпоха. В. И. Смирнов (10), Д. И. Горжевский (4) и другие исследователи отчетливо показали металлогеническую специализацию разновозрастных геосинклинальных областей и систем. Для каледонских, в частности, менее всего характерны свинец и цинк. Месторождения этих элементов встречаются в основном в образованиях герцинской (Средняя Азия, Алтай и др.) и киммеридо-альпийской (Кавказ, Забайкалье и др.) эпох. Эти общие планетарные закономерности достаточно четко проявлены и в Тянь-Шане, где выделяются докаледонская, каледонская, герцинская и киммеридо-альпийская эпохи.

Тип геосинклинальной системы—фактор регионального значения, определяющий общие перспективы полезных ископаемых в рамках подвижной системы.

Геосинклинали полного развития в равной мере перспективны для образования месторождений ранних, средних и поздних этапов. В системах с преимущественным развитием одного из этапов ярко выражены черты металлогенической специализации; аналогичным образом сказывается отсутствие или ограниченное развитие определенного этапа.

В качестве примера рассмотрим с этих позиций особенности рудоносности свинца и цинка каледонских складчатых сооружений Северного и герцинских структур Южного Тянь-Шаня.

Первые, как отмечалось, формировались на месте моногеосинклинальной системы с ограниченным развитием поздних и конечных этапов. Учитывая это, можно полагать, что эндогенные месторождения полиметаллов связаны, главным образом, с процессами рудообразования поздних этапов. Выявление рудопроявлений каледонской металлогенической эпохи в Северном Тянь-Шане представляется маловероятным. Этот вывод подкрепляется данными металлогенического анализа, а также отсутствием месторождений указанного возраста.

Исключение составляют метаморфогенные рудные образования колчеданного типа, сформировавшиеся, по-видимому, в связи с докаледонскими металлогеническими процессами.

Южно-Тяньшаньская геосинклиналь в целом в отличие от Северной характеризуется развитием всех этапов. Однако в

пределах отдельных ее частей они проявились неравномерно. Так, в Алай-Кокшаальской области развились преимущественно ранние и средние; в Кураминской средние и поздние; в Южно-Гиссарской в основном поздние. Области развития средних и поздних этапов наиболее перспективны и максимально насыщены месторождениями.

Рудоносность полигеосинклиналей обусловлена характером развития каждой из слагающих ее систем. Рассмотрим с этих позиций Срединный Тянь-Шань. Его нижний структурный этаж сложен каледонскими складчатыми сооружениями, вследствие чего по своей перспективности он мало отличается от Северного. Герцинский же структурный этаж, сформировавшийся в условиях субгеосинклинального режима, обладал рядом особенностей, создавших благоприятные предпосылки для широкого развития оруденения преимущественно телетермального типа.

Особое место среди подвижных систем занимают субгеосинклинали, характеризующиеся незначительным прогибанием и ограниченным развитием отложений определенных этапов (чаще ранних).

Субгеосинклинальным характером развития отдельных частей Южно- и Западно-Тяньшаньской геосинклиналей объясняется ряд особенностей металлогении. Важным фактором рудоносности является время заложения субгеосинклинали в общем ходе развития подвижной системы. Заложение прогиба наиболее благоприятно в условиях близких или одновременных с проявлениями средних (Кураминская складчатая область) и поздних (Южно-Гиссарская область) этапов развития геосинклинальной системы.

В этих случаях на ограниченных территориях в пределах сокращенных интервалов геологического времени имели место процессы, присущие обычно полному циклу геосинклинального развития. Это предопределило значительную интенсификацию магматизма, постмагматических и металлогенических (вообще) и рудообразующих (в частности) процессов.

Позиции тектонических зон в геосинклинальных системах имеют, как известно (8,9), чрезвычайно большое металлогеническое значение. Развитие внутренних, краевых и периферических зон подвижных систем характеризуется различными тектоно-магматическими процессами, определяющими степень интенсивности и металлогеническую специализацию рудообразующих процессов. Так, внутренние (по В. И. Смирному) зоны Южно-Тяньшаньской складча-

той системы (Нуратинская и др.) отличаются преимущественно редкометальной и золотой специализацией, периферические (Писталитауская и др.) — полиметаллической и т. д. Существенную роль при этом играют и глубинные разломы.

Размещение месторождений в складчатых системах подчиняется определенным закономерностям, которые для Южного Тянь-Шаня проанализированы В. И. Смирновым (8), Е. Д. Карповой (5), К. Л. Бабаевым (1). В. И. Смирнов показал, что металлогеническая специализация отдельных территорий обусловлена не только развитием и эволюцией геосинклинального магматизма (в соответствии с представлениями Ю. А. Билибина—ВСЕГЕИ), а в большей мере положением отдельных зон в геотектонических секторах—внутренних и периферических прогибах, геосинклинальной раме и других частях подвижных систем.

Развивая идеи В. И. Смирнова, авторы при анализе металлогенической карты установили, что металлогенический облик геотектонических секторов и зон зависит не только от их регионального положения, но и от исторических особенностей формирования.

Действительно, Кураминская и Южно-Гиссарская складчатые области, образующие (по В. И. Смирнову) зоны геосинклинальной рамы, в то же время существенно отличаются в металлогеническом отношении. В первой развиты преимущественно свинцово-цинковые месторождения в скарнах, зонах изменения карбонатных и эффузивных пород, жильных образованиях; во второй—колчеданно-полиметаллические в эффузивно-осадочных толщах.

Обращаясь к истории геологического развития этих областей, нетрудно увидеть черты сходства и отличия. В раннем и начале среднего палеозоя они были малоподвижными территориями типа «срединных масс»; начальная (собственно геосинклинальная) стадия развития наступила с разрывом во времени (верхний девон в Кураме, нижний карбон в Гиссаре) и отличается разным составом отложений: в Кураме—преимущественно карбонатные формации (с ними связаны месторождения в скарнах), в Гиссаре—вулканогенно-осадочные образования (вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения).

Существенно отличается также верхнепалеозойская история развития рассматриваемых областей.

В составе внутренних и периферических зон Южного Тянь-Шаня можно выделить ряд соподчиненных структурно-формационных зон различного возраста складчатости со специфическими чертами металлогении.

Так, раннегерцинские зоны, закончившие геосинклинальное развитие и претерпевшие инверсию в период D_2 — C_1 (Зирабулак-Каратюбинская зона и др.), характеризуются наличием оруденения вольфрама и золота.

В зонах позднегерцинской складчатости (Кураминская, Касансайская, Писталитауская и др.) концентрируются месторождения свинца и цинка, сурьмы и ртути, золота, реже — вольфрама и др.

Особое место занимают зоны ранне- (средне-) герцинской складчатости, подвергавшиеся на поздних этапах развития геосинклинальной системы внутрициклической активизации (Центральногиссарская, Ягнобская). Здесь наблюдается совмещение оруденения, типоморфного для ранне-среднегерцинских зон (вольфрам, золото, олово) и характерного для позднегерцинских (сурьма, ртуть).

Следовательно, в геосинклинальных системах типа Южно-Тяньшаньской тектонические (структурно-формационные) зоны различного возраста складчатости отличаются и в металлогеническом отношении. В связи с этим авторы не могут согласиться с Г. А. Твалчрелидзе (11), который, ссылаясь на Х. Х. Хесса, отмечает, что для металлогенического анализа наиболее существенное значение имеет не возраст завершающей складчатости отдельных геосинклинальных зон, «а время заложения геосинклиналей и характер материала, накопившегося в их пределах в ранней стадии развития».

На основе проведенного анализа представляется, что вся совокупность факторов—время заложения, вещественный состав, возраст складчатости—наряду с другими явлениями определяет металлогеническую специализацию структурно-формационных зон.

Из магматических факторов, играющих важную роль при обосновании характера рудоносности крупных территорий, первостепенное значение имеет петрохимическая специализация продуктивной эпохи (цикла) интрузивной деятельности. По этому признаку различаются кислые, средние, щелочные, основные и ультраосновные интрузии.

Средняя Азия, как известно, является классическим регионом преимущественного развития кислых (граниты, гранодиориты) интрузий и ассоциирующихся с ними месторождений вольфрама, золота и других полезных ископаемых. Проявления интрузивного магматизма среднего и основного составов развиты значительно слабее. Их размещение контролируется в основном глубинными разломами субширотного и северо-за-

падного простираний (Северо-Нуратинский, Султануиздагский и др.), ассоциирующими с проявлениями титано-магнетита (Тебинбулак), графита—никеля (Гасказган), платиноидов и др.

II. Другая категория рудоконтролирующих факторов определяет геологические позиции металлогенических зон (рудных поясов) и районов (узлов). Среди них выделяются структурно-тектоническая и формационная группы.

Первая охватывает время формирования структурных этажей и ярусов, а также характер тектонического процесса (высокая дифференцированность движений, мобильные долгоживущие структуры I, II и т. д. порядков), вторая — генетические типы формаций.

III. Наконец, факторы третьей группы (см. таблицу) определяют геологические позиции рудных полей. Ведущими из них являются структурные и литологические (формационные).

Степень влияния рудоконтролирующих факторов на формирование месторождений сопоставлена для наиболее важных и изученных месторождений полезных ископаемых Тянь-Шаня: вольфрамового, золотого, свинцово-цинкового и ртутно-сурьмяного оруденения (см. таблицу). По данным таблицы можно наметить следующие основные положения.

1. Многокомпонентность металлогенического облика Тянь-Шаня определяется своеобразием его геологической позиции и особенностями истории развития. Тянь-Шань расположен на стыке Урало-Тяньшаньского и Средиземноморского металлогенических поясов, отличающихся ориентировкой и металлогенической специализацией. Кроме того, три типа геосинклинальных систем—Срединная, Северная и Южная развивались по различному плану и с неодинаковой интенсивностью в разные тектоно-магматические циклы (докаледонский, каледонский, герцинский и киммеридо-альпийский).

2. Максимальные концентрации и объемы всех сравниваемых типов эндогенного оруденения сосредоточены в Южном Тянь-Шане, представляющим собой в отличие от Северного и Срединного, моногеосинклинальную систему полного развития с очень четко выраженным линейным расположением структур и подчиненных им интрузий различных циклов и петрохимической специализации. Именно в Южном Тянь-Шане имеет место сопряжение планетарного (Средиземноморского) и трансрегионального (Урало-Тяньшаньского) металлогенических поясов.

системы !!

3. Характер расположения эндогенного оруденения определяется суммой и качеством разнотипных факторов, неодинаковых для разных полезных ископаемых. По этому признаку можно выделить две группы месторождений. К первой относятся золотые, свинцово-цинковые и медные рудопрооявления, локализующиеся в разнообразных геологических позициях и характеризующиеся большим набором рудных формаций, минералого-геохимических и структурных типов. Форма рудоносных площадей зависит от суммы ведущих рудоконтролирующих факторов и может быть как линейной, т. е. подчиненной линейным структурам I и II порядка (для золота—Нуратинский, для свинца и цинка—Учкулачский рудные районы), так и изометрической, подчиненной интрузивным контактам, структурам вулканических жерл (для золота—Западно-Зарафшанский и Центральнокураминский, для свинца и цинка—Алтынтюпканский рудные районы).

Ко второй группе относятся вольфрамовые и ртутно-сурьмяные рудопрооявления. Типы промышленных вольфрамовых и ртутно-сурьмяных месторождений относительно немногочисленны. Рудоносные площади для каждого металла имеют для вольфрама—изометрическую (опоясывают интрузивные контакты), для ртути и сурьмы—линейную форму.

4. Независимо от характера размещения оруденения можно выделить сочетания элементов, образующие единые металлогенические пояса, зоны и районы. К ним, помимо ранее известных в регионе свинца и цинка, ртути и сурьмы, относятся вольфрам-молибден, вольфрам-олово, золото-вольфрам-мышьяк, золото-медь, золото-сурьма, вольфрам-марганец и др.

5. Между рудными и геологическими формациями устанавливается связь, определяющая металлогеническое значение отдельных разновидностей формаций горных пород.

6. Факторы, обуславливающие геологическую позицию рудных полей, представляют собой локальные проявления факторов этой же категории, контролирующих положение рудных районов. Они взаимно дополняют друг друга и определяют наряду с другими металлогеническими критериями пути практического использования выявленных закономерностей размещения месторождений в последующих средне- и крупномасштабных прогнозно-металлогенических исследованиях.

7. Выявленные для каждой металлогенической провинции специфические наборы рудоконтролирующих факторов, представляют, по существу, комплексы поисковых критериев, определяющих методологию прогнозирования и поисков полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. «Сов. геол.», 1964, № 5.
2. Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. Тр. ТашПИ, вып. 4, 1964.
3. Гарьковец В. Г. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана. «Сов. геол.», 1967, № 11.
4. Горжевский Д. И., Козеренко В. И. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., изд-во «Недра», 1965.
5. Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
6. Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Тр. САИИ, вып. 13 (21), 1941.
7. Королев А. В. Краткие итоги структурного анализа рудных месторождений Средней Азии. В кн. «Научная сессия АН УзССР». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
8. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
9. Смирнов В. И. Очерк металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.
10. Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. М., изд-во «Наука», 1965.
11. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., изд-во «Недра», 1966.
12. Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1967.
13. Федорчук В. П. О тектоно-металлогенической позиции ртутно-сурьмяных поясов и зон. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1964.
14. Шмулевич А. Д. и др. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9. М., изд-во «Недра», 1970.

**СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ МЕДНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Эндогенная медная минерализация в Средней Азии широко проявлена почти во всех структурно-фациальных и металлогенических зонах. Однако число промышленных месторождений меди весьма ограничено и, по существу, к ним могут быть отнесены пока только медно-порфировые руды Курминского хребта.

Ранние этапы изучения медных месторождений связаны в первую очередь с именами М. П. Русакова, А. В. Королева, Б. Н. Наследова, Ф. И. Вольфсона. Более поздние исследования велись в основном в Алмалыкском районе, история изучения которого отражена в монографиях С. Т. Бадалова (3), И. М. Голованова (7), М. И. Моисеевой (19), Р. А. Мусина (21). В 1966 г. некоторые медные месторождения были описаны И. М. Головановым и Р. А. Мусиным в книге «Эндогенные рудные формации Узбекистана». Несмотря на значительное число публикаций, структурные условия размещения минерализации в медных месторождениях освещены недостаточно. Единственной работой, в которой эти вопросы рассмотрены детально, является монография А. В. Королева (16) «Структура и металлогения Алмалыка». Но в ней описывается лишь одно рудное поле; структуры месторождений других районов Средней Азии пока остаются не охарактеризованными.

В подавляющем большинстве эндогенных месторождений ведущий рудный минерал меди—халькопирит. Кроме него, как правило, постоянно присутствуют сульфаты меди, борнит, халькозин, ковеллин, энаргит, тетраэдрит, теннантит и многочисленная группа окисленных минералов (3). По относительному значению рудных минералов все месторождения можно разделить на собственно медные и комплексные, где медь является постоянным компонентом, пригодным для попутного извлечения. Практически все медные месторождения комплексные, так как в них медная минерализация постоянно ассоциирует с молибденитом, золотом, висмутом, сульфидами свинца и цинка, магнетитом, шеелитом (3, 16).

В статье систематизированы данные по структурам ряда наиболее изученных медных месторождений Средней Азии с целью выявления характерных особенностей, определяющих их позицию и масштабы и служащих в какой-то мере оценочными критериями.

Выделяются три главные группы, объединяющие до восьми типов структур (таблица).

Группа I. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием разрывных нарушений на размещение оруденения. Они связаны с элементами дизъюнктивной тектоники и развиты преимущественно среди интрузивных, эффузивных и реже осадочных и метаморфических пород. Группа представлена четырьмя ведущими типами структур.

1. Рудные поля в искривлениях поверхностей отдельных разрывных нарушений. Размещаются преимущественно среди интрузивных, реже — осадочных пород, в осевых частях и на крыльях антиклиналей и приурочены чаще всего к разрывным нарушениям, продольным или кососекущим складчатые формы. Формирование структуры месторождений и локализация оруденения происходили в условиях регионального горизонтального тектонического сжатия в участках искривления рудомещающих разломов, которые при плане деформации, соответствовавшем времени минерализации, оказывались приоткрытыми вследствие сдвиговых или сдвиговзбросовых смещений.

Рудные тела — чаще всего крутопадающие жилы, сложенные кварцево-сульфидной минерализацией (22). Ведущими сульфидами являются халькопирит, реже галенит, сфалерит, пирит, висмутин. Помимо кварца, часто присутствуют барит, карбонат. Руды обычно вкрапленные, реже массивные, богатые. Размеры жил колеблются в широких пределах, но чаще всего составляют десятки и сотни метров по простиранию при мощности от долей до первых метров. Очевидно, вертикальный размах соизмерим с размерами по простиранию*. Для отдельных жил в условиях глубоко расчлененного рельефа (Акташкан) вертикальный размах оруденения достигает 250—300 м.

Жильные медные рудопроявления широко представлены почти во всех металлогенических зонах Средней Азии (12, 13). Масштабы их весьма ограничены, однако они могут иметь определенное поисковое значение, так как в ряде зон с широким развитием медной минерализации (Северный Тянь-Шань, Гиссар, Западный Узбекистан) вполне вероятно наличие условий, благоприятных для локализации крупных месторождений иных структурных типов.

* Жильные медные месторождения в силу малых масштабов, по существу, не разведывались, поэтому об их вертикальном размахе можно судить по аналогиям, а также по наблюдаемым глубинам эрозивного среза.

2. Рудные поля в сложных разломах. Под сложными разломами понимаются тектонические зоны, в строении которых участвует серия ветвящихся, косо сопрягающихся разломов и крупных трещин. Рудные поля этого типа преимущественно развиты в эффузивных толщах и менее — среди интрузивных массивов. Они формируются на крыльях складчатых структур, в поперечных прогибах и мульдах проседания (2).

Мощность сложного разлома может достигать первых сотен метров. Благодаря многократному ветвлению и сопряжению мелких разломов и трещин сложные разломы представляют собой многочисленные мелкие тектонические блоки плотных пород, облекаемые зонами интенсивного расланцевания. Преобладают удлиненные, линзовидные, иногда клиновидные блоки. Формирующееся при этом оруденение локализуется вдоль разломов. В то же время отдельные рудные тела в таких зонах могут приобретать различную ориентировку и иметь местами штокверковое строение. Положение отдельных тел контролируется участками искривления трещин и разломов. Благодаря различиям в направлениях относительных смещений смежных тектонических блоков контроль оруденения весьма разнообразен. В смежных трещинных структурах размещение рудных тел подчиняется в одних случаях сбросовой, а в других — взбросовой схеме смещения (или иным, но чаще всего противоположным смещениям; 17). Рудные тела представлены простыми и сложными крутопадающими жилами, столбообразными и линзообразными телами преимущественно небольших размеров. Нередко они образуют системы эшелонированных или кулисообразных (Тарызкан) трещин и даже штокверковые зоны.

Минерализация, как правило, комплексная; медное оруденение имеет подчиненное значение и пригодно в основном для попутного извлечения. Главную роль в таких месторождениях могут играть свинец, цинк (Тарызкан), золото, висмут (Мироновское), вольфрам (Чорух-Дайрон). Протяженность рудоносных зон достигает нескольких сот и первых тысяч метров при суммарной мощности рудных тел до первых десятков метров. Вертикальный размах оруденения — 300—500 м. Преобладают руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Масштабы медной минерализации в целом ограниченные, хотя по ведущим компонентам рудопроявления могут достигать средних размеров. Месторождения проявлены в основном в Кураминской подзоне и в некоторых зонах Северной Киргизии с широким развитием верхнепалеозойского вулканизма.

3. Рудные поля в блоках между субпараллельными геологическими поверхностями (разломы, интрузивные контакты и различные их сочетания) установлены практически во всех структурных ярусах, особенно среди интрузивных массивов верхнего палеозоя.

В качестве тектонических элементов, являющихся естественными границами рудных полей, сочетание которых контролирует положение оруденения, могут выступать дизъюнктивные нарушения, интрузивные контакты, крутопадающие стратиграфические поверхности и различные их сочетания. Месторождения локализуются в участках подобного либо симметричного искривления.

Исследование таких структур методами оптического моделирования показывает, что в условиях горизонтального сжатия по ограничивающим поверхностям, как правило, возникает сдвиговая составляющая (18). Если участки искривления этих поверхностей оказывались приоткрытыми, то в блоке между ними локально возникало горизонтальное растяжение. Породы здесь поражены хрупкими деформациями, захватывающими огромные объемы (до 1 км³ и более). В относительно однородных породах (интрузивных) происходит либо массовое дробление штокверкового характера (месторождение Дальнее), либо возникают эшелонированные трещины отрыва, а в неоднородных слоистых толщах чаще всего развиваются системы сколовых трещин (Каранкульское рудное поле). В первом случае формируются преимущественно убогие, но значительные по масштабам медно-порфировые руды, а во втором — секущие жилы и сложные минерализованные зоны с комплексным оруденением незначительных масштабов.

Вертикальный размах оруденения в обоих случаях достигает многих сотен метров.

4. Рудные поля, контролируемые вулканическими структурами. Проявления комплексного медно-висмутового оруденения связаны, в основном, с внутрижерловыми вулканическими структурами (24). Они приурочены к мульдам проседания, возникавшим в поперечных прогибах на крыльях антиклиналей и сложенных вулканогенными толщами верхнепалеозойского структурного яруса. Вулканические каналы со значительной площадью поперечного сечения (до многих десятков и сотен тысяч квадратных метров) заполнены эруптивным материалом, в котором многочисленные обломки подстилающих и боковых пород цементируются лавами среднего и кислого составов. С глубиной сечение канала обычно уменьшается.

Оруденение вкрапленное и мелкопрожилковое связано с зонами трещиноватости, развитыми как по периферии палеовулканического канала, так и во внутренних его частях. Данные месторождения пока не имеют практического значения как медные. Однако необходимо учитывать, что вулканические структуры и их роль в локализации гидротермального оруденения вообще и медного в частности изучены в Средней Азии недостаточно. Тесный парагенезис медной минерализации с висмутом и золотом, постоянно устанавливаемая пространственная связь висмута и золота с вулканическими структурами, наблюдаемые особенности первичной вертикальной зональности свидетельствуют о том, что локализация в аналогичных структурах крупных медных месторождений вполне возможна. Наиболее вероятно их выявление в Кураминской подзоне. Кроме того, перспективными могут быть некоторые зоны Северного Тянь-Шаня.

Группа II. Рудные поля с преобладающим влиянием на размещение оруденения контактовой поверхности интрузивных тел. К этой группе относятся месторождения, в которых эндогенная минерализация размещается главным образом в скарнах. Контактные месторождения вообще широко распространены в подвижных поясах Средней Азии. Однако, несмотря на постоянное присутствие в них халькопиритовой минерализации, меднорудные месторождения в скарнах представляют скорее исключение, чем правило. По вещественному составу их руды обычно комплексные скарново-магнетитовые с халькопиритом (Ирису, Курутегерек) и медно-золоторудные (Бозымчак). Все они относятся к одному структурному типу.

5. Рудные поля в секущих контактах с вмещающими породами. Размещаются обычно на крыльях крупных антиклинальных структур в контактах гранодиоритов с известняками среднепалеозойского структурного этажа. Пространственно ассоциируют как с гранитоидами батолитового этапа (Бозымчак), так и с верхнепалеозойскими щелочными габброидами (Ирису; 4, 20).

Месторождения приурочены к пересечению контактовой поверхности тектоническими зонами различного строения.

В региональном плане деформаций рудные поля этого типа характеризуются положением, при котором разломы, секущие контакт, ориентируются по короткой оси эллипсоида, т. е. соответствуют системам отрыва: сама контактовая поверхность оказывается в положении скола. Контакт, как правило, осложнен сбрососдвиговыми смещениями.

Условия размещения скарнов в контактовой поверхности, с одной стороны, и оруденения в скарнах — с другой, существенно различаются. Скарны формировались в условиях горизонтального тектонического растяжения и в своем размещении подчинялись в основном сбросовой схеме смещения. При этом они образуют пластообразные контактовые залежи, мощности которых увеличиваются в участках более крутого падения. Локализация сульфидного оруденения в скарнах связана с зонами их гидротермального изменения и интенсивного дробления, указывающего на проявление тектонического сжатия.

Минерализация во всех случаях многостадийная. Гидротермальный этап насчитывает до десяти стадий. Продуктивными являются медно-золоторудная, медная и золоторудная ассоциации. Оруденение размещается в скарнах неравномерно, образуя столбообразные участки, связанные с зонами предрудного дробления и изменения скарнов.

Масштабы известных месторождений невелики, но не исключается возможность выявления промышленных.

Группа III. Рудные поля, в которых на размещение оруденения влияют тектонические свойства магматогенных пород. Одним из важнейших свойств пород является их пластичность (или хрупкость; 15). Существенно влияют на особенности деформации и элементы прототектоники, в частности трещины системы L (23).

В Средней Азии поля этого типа известны только в Кураминской подзоне. Несмотря на ограниченное распространение, значение их велико, так как к ним относятся наиболее крупные скопления меди. В составе группы выделяются три типа.

1. Месторождения, связанные с зонами штокверкового дробления в магматогенных телах, полого залегающих среди эффузивно-осадочных толщ.

В известных случаях (Сарычеку) вмещающими породами являются эффузивные кварцевые порфиры среднепалеозойского структурного яруса, залегающие на подстилающих их андезит-дацитовых и андезитовых порфиритах нижнего девона и перекрытые карбонатной толщей среднего палеозоя. Кварцевые порфиры отличаются меньшим временным сопротивлением сжатию ($1500-2000 \text{ кг/см}^2$) по сравнению с подстилающими андезитовыми порфирами ($2800-3320 \text{ кг/см}^2$) и значительно большей хрупкостью, чем перекрывающие их породы карбонатной толщи. Поэтому, участвуя сов-

местно с ними в тектонических процессах, кварцевые порфиры подвергались массовому дроблению и минерализации во всем объеме.

Положение месторождений относительно элементов складчатой структуры недостаточно ясно. Возможно, они контролируются поперечными прогибами на крыльях антиклиналей. Более определена связь оруденения с разрывной тектоникой: месторождения располагаются в зонах крупных разломов и приурочиваются к тем их участкам, которые в условиях горизонтального сжатия и возникавшего при этом сдвига оказывались приоткрытыми.

Появление приоткрытого участка разлома оказывало двойное благоприятное влияние на локализацию оруденения. Во-первых, оно способствовало быстрой реализации сил горизонтального сжатия в виде хрупких деформаций, поражающих (особенно в зернистых магматогенных телах) значительные объемы прилегающих пород. Наиболее интенсивные деформации происходили прежде всего в висячем боку разломов, так как воздействие горизонтального сжатия усугублялось влиянием литостатических сил. Во-вторых, оно обеспечивало поступление эндогенных минерализующих растворов.

Проведенные автором совместно с Ш. Д. Фатхуллаевым экспериментальные исследования подобных позиций методом оптического моделирования с использованием эквивалентных материалов (5) показали, что поперечные размеры площадей развития хрупких деформаций соизмеримы с длиной приоткрытых участков. Естественными же границами этих площадей служат сравнительно узкие зоны, в которых нормальные и касательные напряжения практически отсутствовали.

Формирующиеся в этих позициях месторождения представляют собой залежи прожилково-вкрапленных (медно-порфировых) руд. Их вертикальный размах определяется в основном мощностью рудовмещающей эффузивной толщи. Тип оруденения медно-молибденовый с золотом (16). Главными рудными минералами являются халькопирит и молибденит; постоянно присутствует пирит. Подчиненное значение имеют галенит, сфалерит и магнетит (3, 10). Гипогенная зональность в этих условиях проявляется слабо. Масштабы месторождений средние, но могут быть и крупными.

Данный структурный тип известен пока только в тех зонах Средней Азии, которые характеризуются изменением во времени плана тектонических деформаций.

2. Рудные поля в системах пологих прототектонических трещин формируются среди интрузивных массивов гранитоидного состава, в осевых частях антиклиналей. Кварцево-сульфидные жилы локализуются в системах пологих трещин, условия залегания и морфологические особенности которых соответствуют трещинам системы I.

Приоткрывание и достаточно длительное сохранение в приоткрытом состоянии пологих трещин возможно лишь в условиях всестороннего горизонтального сжатия в породах, не обладающих пластичностью и не слишком хрупких. Длинная ось эллипсоида деформаций при этом ориентируется вертикально. Такие условия возникают в тех случаях, когда наряду со сжатием (обычно региональным), нормальным к простиранию антиклинали, проявляется горизонтальное сжатие, ориентированное вдоль ее оси и являющееся естественной реакцией на возникающее продольное растяжение. Этому способствуют секущие нарушения и создаваемая ими блоковая тектоника. В отдельных блоках всестороннее горизонтальное сжатие может проявляться наиболее полно. Локализация жил в системах пологих трещин указывает, по-видимому, на небольшую глубину их формирования (до 1 км). В противном случае трещины были бы задавлены литостатическим давлением.

Со структурами пологих прототектонических трещин связано месторождение Учкотлы-Мискал в Алтынтапканском районе (14). Масштабы оруденения незначительны.

3. Рудные поля, связанные со штокверковыми зонами в интрузивных телах, встречаются довольно редко, однако относительное значение их очень велико. Характерным примером месторождений такого рода является Кальмакыр в Алмалыкском районе. Изучалось А. В. Королевым, М. Ф. Зениным, И. Б. Федоровой, И. Э. Марницем, Р. А. Мусиным, С. Т. Бадаловым, С. А. Денисовым, В. Ф. Викторовым, В. Ю. Деды, А. Г. Хваловским, Н. Б. Вольфсоном, В. Н. Азиным и др.

По мнению И. Б. Федоровой, позиция месторождения приурочена к пересечению зоны скрытого разлома глубокого заложения север — северо-западного направления (Алмалыкский разлом, по А. В. Королеву; 16) крупным субширотным разломом в верхнем структурном ярусе. Площадь месторождения сложена в основном интрузивными породами средне- и верхнепалеозойского комплексов. Разлом глубокого заложения проявлен штокообразными интрузивами гра-

нодиорит- и сиенит-порфи́ров, прорывающими диориты. Субширотный разлом падает на юг под углом $85-90^\circ$. Прости́рание его несколько изменчиво. Выделяются центральное широтное и фланговые восток—северо-восточные звенья.

Ширина центрального звена соответствует мощности зоны предполагаемого глубинного разлома и соизмерима с поперечными размерами интрузивных тел сиенит-порфи́ров и прорывающих их гранодиорит-порфи́ров. Из перечисленных выше типов интрузивных пород сиенит-диориты характеризуются наименьшим временным сопротивлением сжатию ($2000-2200 \text{ кг/см}^2$).

В условиях субмеридионального регионального горизонтального сжатия по широтному разлому происходил левый сдвиг (при незначительной взбросовой составляющей). Направление глубинного разлома соответствовало при этом положению короткой оси эллипсоида, т. е. зона этого разлома попадала в положение системы отрыва.

Прикрытое центральное звено субширотного разлома воспринимало максимальную нагрузку сжатия. Под влиянием последнего сиенит-диориты висячего бока подвергались интенсивному массовому дроблению, а в гранодиорит-порфи́рах, как породах более прочных (временное сопротивление сжатию — 2760 кг/см^2), развились системы оперяющих трещин отрыва северо-восточного направления.

По данным Т. З. Закирова (11), интенсивность трещиноватости возрастает в зависимости от петрографического состава пород и морфологии интрузивных тел. Наиболее успешно трещиноватость развилась в диоритах, затем в сиенито-диоритах, наименее интенсивно—в гранодиорит-порфи́рах. Максимальная трещиноватость наблюдается по периферии интрузивного штока сиенит-порфи́ров и в его юго-западной части.

Процесс минералообразования сложный, многостадийный (3, 8). Руды медно-порфи́ровые, вкрапленно-прожилковые, по вещественному составу медно-молибденовые с золотом.

Устанавливается прямая зависимость между содержанием меди и трещиноватостью. Оруденение внутри штока размещается по его периферии и в верхней части. Таким образом, общая форма первичных сульфидных руд имеет вид опрокинутой чаши со стенками разной толщины (16), что объясняется усадкой интрузивного штока (минерализационное обрушение). В результате наиболее деформированными и, следовательно, более проницаемыми оказыва-

лись приконтактовые его части. В процессе предрудных и внутрирудных деформаций шток сиенито-диоритов избирательно подвергался массовому дроблению.

Наряду с крутопадающими трещинами присутствуют многочисленные (до 20%) пологие минерализованные трещины (9). Это свидетельствует о том, что процесс минерализации протекал при горизонтальном тектоническом сжатии.

Интенсивность хрупких деформаций в этих условиях зависела скорее от контрастности прочностных свойств, чем от процессов минерального выщелачивания и последующего обрушения. В то же время наличие пологих минерализованных трещин свидетельствует о небольшой глубине формирования месторождения.

Таким образом, в подготовке условий, благоприятных для локализации медно-порфировых руд Кальмакыра, ведущая роль принадлежала следующим факторам: пересечению крупных разрывных нарушений; наличию интрузий гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров и диоритов; тектоническим свойствам вмещающих пород; морфологии и кинематике рудоконтролирующего разлома и сложившейся под их влиянием обстановке всестороннего горизонтального тектонического сжатия. Оруденение локализовано, как правило, в породах более хрупких.

В таблице дана краткая характеристика условий размещения рассмотренных типов рудных полей. Из приведенных данных видно, что медная минерализация, проявленная практически во всех породах допалеозойского и палеозойского структурных этажей, отчетливо тяготеет к породам преобладающего силикатного состава. Ее промышленные скопления известны пока только в среднепалеозойском структурном ярусе. Положение в складчатой структуре в целом неопределенное. Однако установлено, что большинство рудопроявлений располагается в осевых частях и на крыльях складок второго и третьего порядков.

Отношение медного оруденения к интрузивным телам различное. Медные месторождения встречаются в самих интрузивах, их контактовых частях и удаленных зонах. Значительные по масштабам скопления связаны с интрузивами среднего, основного и щелочного профилей. Отношение медной минерализации к вулканическим структурам в целом, очевидно, безразличное.

Несмотря на широкое распространение медной минерализации, ее присутствие почти во всех геотектонических зонах,

структурных ярусах и формациях пород, а также несмотря на разнообразие структурно-морфологических типов, промысленные эндогенные месторождения и вообще сколь угодно крупные накопления медных руд немногочисленны, что свидетельствует, очевидно, об исключительной специфике условий их появления. Оценивая относительное влияние рассмотренных факторов на масштаб медных месторождений (см. таблицу), можно утверждать, что решающими при прочих равных условиях, являются прежде всего масштаб и характер хрупких деформаций вмещающих пород, поскольку именно от них зависят размеры объемов минерализованного пространства. Объемность деформаций определяется совокупностью двух главных причин:

а) тектоническим режимом. Штокверковый характер дробления на месторождениях медно-порфировой формации, значительное количество (20% и более) пологих минерализованных трещин свидетельствует о том, что они протекали в условиях локального всестороннего горизонтального сжатия. Широкое развитие пологих минерализованных трещин свидетельствует скорее всего о синхронности деформаций и минерализации.

На месторождениях контактовой группы также наблюдаются различия между тектоническими условиями формирования скарнов и наложенной на них рудной минерализации (Бозымчак). Скарны локализовались на фоне сбросовых движений по рудоконтролирующей контактовой поверхности, а оруденение связано с зонами дробления, развивавшимися в скарнах при взбросовых смещениях. На месторождениях разрывной группы рудных полей рудные тела в разломах и оперяющих трещинах (Тарыэкан, Мироновское) локализуются преимущественно в участках, приоткрывавшихся в условиях взбросовых перемещений. Таким образом, рудная минерализация на большинстве меднорудных месторождений отлагалась при горизонтальном тектоническом сжатии;

б) физико-механическими свойствами пород и особенно их сочетаниями — чем контрастнее эти свойства, тем благоприятнее сочетание. Форма деформированного объема в разнородных породах зависит, в первую очередь, от условий залегания соответствующих геологических тел (Кальмакыр, Сарычеку), а в однородных — от условий залегания участков разломов, под влиянием которых развивались хрупкие деформации (Дальнее, Малый Кальмакыр).

Локальное горизонтальное всестороннее сжатие возникает в условиях геоантиклинального режима и проявляется формированием сложных блоковых структур.

Большинству крупных геотектонических подразделений Средней Азии присущи линейные очертания при общей субширотной или северо-западной вытянутости. Их геотектоническая история характеризуется сохранением ориентировки регионального плана деформаций. При этом на всех этапах преобладало субмеридиональное горизонтальное сжатие в геоантиклинальные и такого же направления растяжение в геосинклинальные периоды развития. Данный тип изменения плана деформаций мы называем простым. Он мало благоприятен для создания условий всестороннего горизонтального сжатия.

В этом отношении Чаткало-Кураминский регион отличается многократным изменением ориентировки плана деформаций — субмеридиональное горизонтальное сжатие (растяжение) сменялось северо-восточным (или субширотным). Происходило как бы вращение плана деформации (6), что, по-видимому, обуславливалось крупными перестройками раннегерцинской структуры в верхнем палеозое (1).

При наличии блоковой тектоники в отдельных блоках и позициях нередко возникает локальное всестороннее горизонтальное сжатие при ориентированном региональном плане деформации. Именно такие условия характеризуют позиции многих крупных месторождений порфирировых руд не только в Кураминской зоне, но и других меднорудных провинциях Советского Союза и мира.

По совокупности тектонических, литолого-петрографических и структурных критериев наиболее перспективными на выявление промышленных месторождений меди следует считать Гиссарскую и Южно-Гиссарскую зоны в Южном Тянь-Шане и области широко проявленного каледонского интрузивного магматизма в Северном. Именно здесь целесообразно в первую очередь провести ревизию меденосных площадей с целью выявления структурно-тектонических позиций, благоприятных для формирования промышленных рудых полей и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
2. Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.
3. Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
4. Баталов А. Б. Минераграфическая характеристика магнетитовых руд Ирису. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 4, 1961.
5. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., изд-во «Недра», 1964.
6. Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформаций в процессе развития структуры Западного Карамазара. Геология и горное дело. М., Металлургиздат, 1947.
7. Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашикан. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
8. Голованов И. М., Мусин Р. А. Эндогенные формации меди. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1966.
9. Деды В. Ю. Морфологические особенности зоны окисления Кальмакырского медно-порфирирового месторождения. «Узб. геол. ж.», 1964, № 5.
10. Джантуганов Н. И. Структурно-текстурные особенности руд месторождения Сарычеку. «Узб. геол. ж.», 1964, № 3.
11. Закиров Т. З. Связь первичного медного оруденения с трещиноватостью пород. «Узб. геол. ж.», 1958, № 5.
12. Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Сов. геол.», 1959, № 8.
13. Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
14. Королев А. В. Полиметаллическое месторождение Учкотлы-Мискав. «За недра Средней Азии», 1932, № 1.
15. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., изд-во «Недра», 1965.
16. Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1970.
17. Королев В. А. О некоторых морфологических типах рудных тел Карамазара. «Геол. рудн. м-ний», 1961, № 4.
18. Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д. Рудные поля в клиновидных структурах — самостоятельный структурный тип. В сб. «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей и районов. М., изд-во «Недра», 1973.
19. Моисеева М. И. Минералогия Кураминского хребта. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1969.
20. Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. М., изд-во «Наука», 1966.

21. Мусин Р. А. Формации рудных метасоматитов. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1970.

22. Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат, 1961.

23. Полканов А. А. Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород. М., Горно-геол. нефт. изд-во, 1934.

24. Яковлев П. Д. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 9.

В. Д. Отрощенко

ВОЛЬФРАМОНОСНОСТЬ УЗБЕКИСТАНА

Изучение геологическими организациями Узбекистана условий концентрации вольфрама в разновозрастных и гетерофациальных комплексах допалеозойских и палеозойских пород, а также в различных метасоматитах позволило выявить многообразие способов и форм накопления вольфраматов в конкретной геологической обстановке (Х. М. Абдуллаев, К. Л. Бабаев, И. Х. Хамрабаев, Е. Д. Карпова, Н. В. Нечелюстов, М. С. Кучукова и др.). Минеральные проявления вольфрама связаны с разнообразными геологическими процессами — магматизмом, пневматолито-гидротермальной деятельностью, осадконакоплением и т. д. Следовательно, геохимические особенности поведения вольфрама в природных процессах способствуют образованию генетически разнотипных ассоциаций вольфраматов.

С учетом формационного принципа и предшествующего опыта при металлогеническом анализе нами предпринята попытка систематизировать эндогенные рудопроявления региона на новой формационной основе (таблица).

При выделении рудных формаций учитывались следующие факторы:

а) устойчивые ассоциации компонентов, образующие рудные концентрации, т. е. главнейшие минералого-геохимические особенности руд;

б) близко-одновременное образование рудных концентраций как продуктов смежных процессов рудообразования (сходные физико-химические условия формирования рудных концентраций, генетическая или парагенетическая связь между ними);

в) геологические условия формирования руд (состав пород и т. д.).

Рудные формации выделялись группировкой промышленных или могущих иметь промышленное значение месторождений, а также рудопроявлений-индикаторов скрытых месторождений. Формации дифференцировались на простые (монометалльные) и сложные (полиметалльные). Название рудной формации отражает также условия формирования оруденения — геологические особенности среды, определяющие минеральный тип месторождения.

Выделенные формации соответствуют экономической значимости групп месторождений. Анализ их способствует более глубокому познанию вольфрамоносности территории и может служить критерием прогнозирования оруденения.

Территория Узбекистана в рамках складчатых систем относится к Южному и Срединному Тянь-Шаню (1), где размещаются известные эндогенные проявления вольфрама. Однако они распространены весьма неравномерно, что обусловлено гетерогенностью геотектонических условий формирования отдельных секторов складчатых систем и зон. Большинство их находится в Южном Тянь-Шане — моноциклической герцинской складчатой системе завершеного развития с обособленными территориями типа срединных масс (Куряминская на севере, Южно-Гиссарская на юге), обрамляющих Алай-Кокшаальскую складчатую область мио- и эвгеосинклинальных прогибов (часть области — Западный Узбекистан).

При металлогеническом анализе этой территории намечается связь геологических и рудных формаций. Подобную связь — металлогенную ассоциацию можно использовать как критерий прогнозирования.

Рудные районы в структурно-формационных зонах различного возраста консолидации дифференцируются также по рудным формациям и минеральным типам. Так, районы, расположенные в структурно-формационных зонах среднегерцинской консолидации, закончившие геосинклинальное развитие и претерпевшие инверсию в среднем карбоне, сложены осадочно-метаморфической и гранитовой (Нуратинская), карбонатной и гранодиоритовой (Зарафшанская) формациями. С ними в указанных структурно-формационных зонах ассоциирует оруденение вольфрама скарновой и гидротермальной генетических групп. Однако в таких рудных районах месторождения вольфрама представлены раз-

личными рудными формациями (вольфрамовая в апомагнетизальных известковых скарнах Чакыл-Калянского района Зарафшанской зоны; молибдено-вольфрамовая в известковых скарнах Северо-Нуратинского района и вольфрамово-золоторудная в кварцевых жилах среди кристаллических сланцев Южно-Нуратинского района Нуратинской зоны). Различаются они и по минеральному типу (скарново-кварцево-сульфидно-шеелитовый; скарново-кварцево-молибденит-шеелитовый и кварцево-турмалин-вольфрамит-шеелит-золоторудный).

В Среднем Тянь-Шане — полициклической каледонско-герцинской системе, в среднегерцинской Чаткальской зоне Нижне-Чаткальский район, сложенный терригенной, карбонатной и гранодиоритовой формациями, характеризуется уже распространением вольфрамово-висмутовой и вольфрамово-молибденовой формаций в зонах изменения терригенных и гранитоидных пород. В районах же, расположенных в зонах раннегерцинской складчатости, оруденение представлено вольфрамовой формацией в известковых скарнах (Зирабулак-Каратюбинская; Каратюбе и др.).

Подобные закономерности установлены и для рудных районов зон позднегерцинской консолидации (2). Таким образом, в зависимости от времени формирования структурно-формационных зон и особенно распространения геологических формаций можно типизировать и прогнозировать оруденение не только в районах с известными месторождениями, но и в недостаточно изученных.

Парагенетические ассоциации месторождений и минералов характерны для вольфрама (см. таблицу), что можно использовать при поисках его месторождений. Так, кварцево-грейзеновые рудопроявления олова, бора и вольфрама, жильные кварцево-вольфрамит-шеелит-золоторудные рудопоявления, скарново-золото-вольфрамовые, скарново-вольфрамово-свинцово-цинковые, олово-вольфрамовые, гидротермальные вольфрамово-мышьяково-висмутовые месторождения являются характерными примерами такого парагенезиса. Не случайно, что в Западном Кармазаре (кроме Моголтау), издавна считавшемся районом развития полиметаллического оруденения, в последнее время выявлены концентрации вольфрама в скарнах на глубине.

Одно из направлений оценочных работ — изучение зональности и оруденения метасоматитов не только в контактах гранитоидов с известняками, мраморами, но и (что особенно

важно) с доломитами, которые в Узбекистане считались перспективными для вольфрамовой минерализации. Скарновый процесс в доломитовых контактах характеризуется известково-скарновым замещением магнезиальных скарнов (причем последние могут быть совершенно замещенными известковыми). Известны случаи концентрации шеелита в таких позициях. Перспективными могут оказаться комплексные месторождения в доломитовых контактах, которые на вольфрам не оценивались.

В заключение отметим, что условия образования вольфраматов в Узбекистане отличаются широким диапазоном. Это благоприятствует геохимическому и металлогеническому анализу. Исследование генетических, физико-химических особенностей вольфраматов в сочетании с изучением историко-геологической обстановки может способствовать прогнозированию с целью расширения сырьевой базы вольфрама.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шмудевич А. Д. и др. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX, М., изд-во «Наука», 1970.
2. Шмудевич А. Д., Отрощенко В. Д. Рудные формации Тянь-Шаня. «Сов. геол.», 1971, № 9.

О. А. Виноградов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ ТЕРЕК-КАСАНСКОГО РАЙОНА

В геологическом строении Терек-Касанского района принимают участие осадочно-метаморфические и эффузивно-осадочные толщи докембрия и палеозоя, а также интрузивные породы разнообразного состава и возраста (от нижнепалеозойских до нижнетриасовых включительно).

При сопоставлении пород стратиграфического разреза района были выявлены их существенные различия: неодина-

ковая интенсивность тектонических, магматических и метаморфических процессов. Это послужило основанием для выделения трех структурных этажей (докаледонского, каледонского и герцинского) в соответствии с представлениями Н. П. Хераскова (2), Н. С. Шатского (3) и А. А. Салуна (1).

В результате анализа размещения эндогенных проявлений в структурах района установлена определенная закономерность в распределении оруденения.

Золотое оруденение различных генетических и структурно-морфологических типов встречается во всех структурных этапах, однако наибольшее количество рудопроявлений находится в докаледонском. Часть из них приурочена к зонам дробления, развивающимся на контакте мраморов со сланцами в брахиантиклинальных структурах. Для них характерны межпластовые залежи с золото-пиритовой, золото-пирит-арсенопиритовой и карбонат-барит-полисульфидной с золотом минеральными ассоциациями.

Некоторые проявления (Тилляберды и др.) локализованы в секущих зонах дробления в метаморфических сланцах. В них развиты золото-пирит-арсенопиритовая и золото-халькопирит-пирротиновая продуктивные минеральные ассоциации.

Пневматолито-гидротермальные рудопроявления развиты незначительно: Иштамберды, приуроченное к контакту гранодиоритов (C_2) с мраморами (R?) и расположенное в нижней части докаледонского этажа, и Каратиобе, рудные тела которого образовались на контакте гранодиоритов (C_2) и известняков девона ($D_2q\gamma$) в средней части нижнего подэтажа герцинского этажа. Продуктивная минеральная ассоциация этих рудопроявлений — золото-пирит-халькопиритовая с молибденом и вольфрамом.

В верхней части нижнего подэтажа каледонского этажа, в эндоконтакте Зексайского интрузива, находится рудопроявление, связанное с маломощными жилами кварцево-карбонатного состава и дайками порфиритов северо-восточного и широтного простирания. Для него характерна убогая вкрапленность пирита, халькопирита, гематита и галенита.

Минералогический интерес представляет золото, найденное в пиритах свинцовых рудопроявлений нижнего подэтажа герцинского этажа.

Типичными околорудными изменениями пород золоторудных объектов являются для пневматолито-гидротермальных — скарнирование и окварцевание, для гидротермальных — оксеталитизация.

Сурьмяное оруденение также распространено преимущественно в нижней части докаледонского структурного этажа; приурочено к зонам межформационных нарушений на контакте мраморов ($R?tr$) со сланцами ($R?smA$) в брахиантиклинальных структурах. Ведущие продуктивные минеральные ассоциации — кварцево-сфалерит-сульфоантимонитовая, кварцево-антимонитовая и кварцево-карбонат-барит-сульфоантимонитовая (по С. Я. Клемперту).

В нижнем подэтаже герцинского этажа находятся рудопроявления с одной минеральной ассоциацией (кварцево-антимонитовой), локализованные во внутрiformационных зонах срывов в карбонатных отложениях среднего девона.

Преобладающие предрудные изменения пород на рудопроявлениях сурьмяной специализации — джаспероидизация и окварцевание.

Свинцовое оруденение не имеет существенного значения в металлогении района. Единичные мелкие рудопроявления жильного типа находятся среди кристаллических сланцев докаледонского и каледонского этажей. Они приурочены к секущим разломам северо-западного и северо-восточного простираний. Основные проявления свинцовой минерализации сосредоточены в карбонатных отложениях нижнего подэтажа герцинского этажа. Оруденение локализовано во внутрiformационных зонах срывов и в секущих северо-западных и северо-восточных разломах.

Ведущее предрудное изменение пород на свинцовых рудопроявлениях — окварцевание с одной продуктивной ассоциацией — кварцево-карбонатно-галенитовой (с примесью золота в сульфидах железа).

Ртутное оруденение проявлено чрезвычайно слабо; сосредоточено главным образом в вулканогенно-осадочных отложениях верхнего подэтажа герцинского структурного этажа. Располагается в зонах смятия и разломах широтного и северо-восточного простираний с развитой кварцево-киноварной минерализацией. Дорудные и предрудные изменения вмещающих пород выражены аргиллизацией и окварцеванием.

Как видно из вышеизложенного, размещение эндогенного оруденения в структурных этажах и ярусах носит закономерный характер. Прежде всего следует отметить четкую приуроченность месторождений и рудопроявлений различных металлов к определенным частям структурных единиц — результат последовательного проявления этапов постмагматического процесса, каждому из которых предшествовала тектоническая подготовка района.

Чтобы яснее представить выявленную закономерность, рассмотрим размещение различных типов оруденения в каждом структурном этаже. В докаледонском сосредоточено наибольшее количество в основном золоторудных и сурьмяных объектов. Свинцовая минерализация здесь проявлена слабо и промышленного значения не имеет.

Золотое оруденение концентрируется в интенсивно метаморфизованных сланцах. Предрудный тектогенез вызвал в этих породах образование поперечных и продольных к осям складок разломов, которые явились проводниками и рудовмещающими структурами.

Локализация золота и сурьмы в одних и тех же частях стратиграфического разреза способствовала образованию комплексных золото-сурьмяных рудопроявлений путем наложения поздних (сурьмосодержащих) этапов гидротермального процесса на более ранние (золотоносные) при совмещении благоприятных локальных структурно-литологических и минерало-геохимических факторов для обоих металлов.

В каледонском этаже проявлены золотое и полиметаллическое оруденения при полном отсутствии сурьмяной минерализации.

В герцинском этаже оруденение распределено следующим образом: в нижнем подэтаже концентрируются свинцовые рудопроявления; сурьмяная минерализация развита слабо; золотая отмечена лишь в одном мелком скарновом месторождении. В верхнем подэтаже сосредоточены преимущественно ртутные проявления; кроме того, зарегистрировано рудопроявление свинца; золото и сурьма в промышленных концентрациях отсутствуют.

Как видно из приведенных данных, оруденение в структурных этажах и подэтажах района проявлено весьма неравномерно. Большая часть рудопроявлений золота и сурьмы (68% от общего количества проявлений района) сосредоточена в докаледонском структурном этаже; в каледонском их всего 6% (нижний подэтаж). В нижнем подэтаже герцинского этажа проявлена главным образом полиметаллическая минерализация (14%), а в верхнем — ртутная (12%).

Анализ рудовмещающих разрывных структур показал, что различным типам оруденения соответствуют определенно ориентированные разломы и брахискладки. Например, сурьмяная минерализация формировалась в зонах межформационного дробления на контакте мраморов со сланцами, где существовали благоприятные условия для длительной циркуляции

гидротермальных растворов. Такие зоны развиты только в докаледонском структурном этаже. Основные проявления полиметаллов локализуются в карбонатных породах нижнего подэтажа герцинского этажа в разломах северо-западного простирания.

Таким образом, среда и тектоническая подготовка конкретного структурного этажа предопределяли формирование соответствующих продуктивных минеральных ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Салун А. А. О терминах «структурные этажи» и «ярусы». Бюлл. НТИ. № 5, М., Геолтехиздат, 1957.
2. Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1948, № 5.
3. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. «Изв. АН СССР», серия геол., 1951, № 1.

*Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, И. Ю. Иванов,
М. Д. Баймухамедов, М. К. Карабаев*

МОЛДОТАУСКИЙ ФЛЮОРИТОНОСНЫЙ РАЙОН (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Молдотауский флюоритоносный район располагается в северо-западной части Нарынской подзоны Срединного Тянь-Шаня (5), примыкая с севера к Нарынской впадине, вытягиваясь в широтном направлении на 70—75 км. Район относится к северной части территории Киргизской ССР (рис. 1).

Геологическое изучение района началось до революции с редких маршрутных исследований, в результате которых было открыто флюоритовое месторождение Куртка (Д. Рябинин, 1915 г.). Систематически район изучался в послереволюционный и особенно послевоенный периоды, когда в ходе геологосъемочно-поисковых работ (М. Швецов, 1930—1932 гг.) были открыты Джергетальское (А. Смирнов, 1938 г.), Каратальское (Р. Раскина, 1948 г.) флюоритовые и ряд свинцово-цинковых

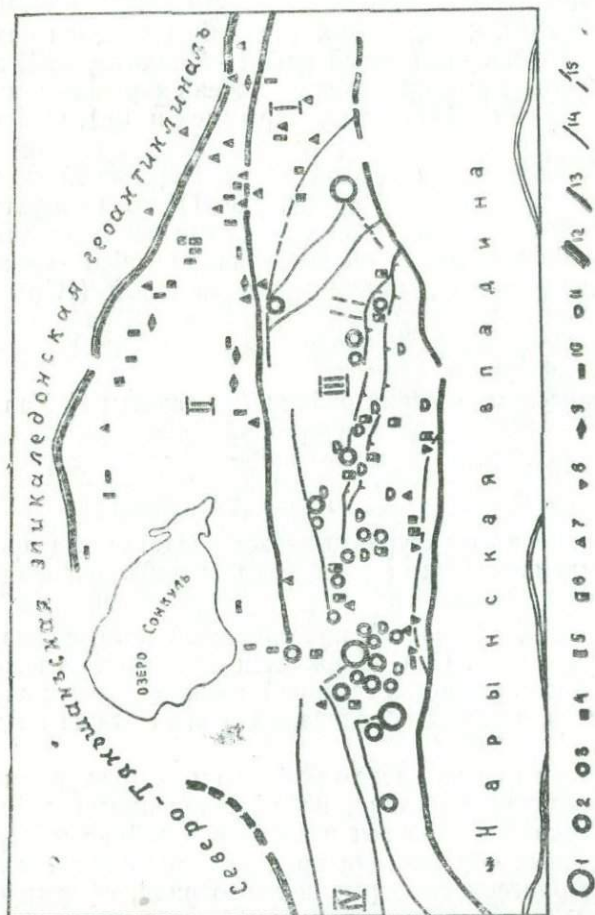


Рис. 1. Обзорная карта Молдотауского флюоритоносного района
Тектонические районы: I — Нурунский; II — Сонкульский; III — Молдотауский;
IV — Актайский.

Рудопроявления: 1 — флюоритносные поля; 2 — отдельные флюоритопрооявления;
3 — мелкие флюоритопрооявления; 4, 5 — полиметаллические; 6 — свинцово-цин-
ковые; 7 — медные; 8 — висмутовые; 9 — колчеданные (признаки); 10 — железно-
рудные; 11 — исландского шпата и калынта.

Разломы: 12 — первого порядка; 13 — второго; 14 — третьего; 15 — четвертого.

рудопроявлений, описанных позднее И. В. Башмачниковой и А. Т. Почерниным (1964 г.). В исследованиях, проводившихся сотрудниками Управления геологии при СМ Киргизской ССР (Н. Халтурин, В. Климов, А. Каледа, 1965—1967 гг.) уже учитывались прогнозные рекомендации по флюориту, представленные САИГИМСом (Е. Головин, Л. Юрьева и др., 1963—1964 гг.). В этот период были открыты новые флюоритопрооявления, в том числе Сарымекское месторождение, а

также выявлена флюоритовая минерализация в доломитовом горизонте турнейских отложений нижнего карбона (1,6).

Таким образом, к концу 60-х годов был выявлен новый в Средней Азии флюоритоносный район—Молдотауский, включающий несколько рудопроявлений с очень хорошими оценочными параметрами (Джергетал, Сарымек и др.). Описываемый район отличается от других сопряженных с ним геоструктурных элементов северной части Нарынской подзоны не только флюоритоносностью (см. рис. 1), но и структурно-формационными и тектоно-магматическими особенностями. В течение герцинского цикла он представлял собой промежуточную ступень между, по-видимому, троговой (Нарынская впадина) и наименее опущенной (Сонкульский район) частями единого прогиба, развивавшегося на месте Нарынской эпикаледонской геоантиклинали.

В геологическом строении района (по данным Н. Халтурина и др., 1965—1967 гг.) участвуют образования ранне- и средне-позднепалеозойского, а также кайнозойского структурных этажей. При этом в разрезе резко преобладают осадочные формации среднего палеозоя. Позднепалеозойская часть этого главного в районе структурного этажа представлена преимущественно магматическими комплексами дайковой фации.

Раннепалеозойский (O_{2-3}) структурный этаж представлен флишовой толщей, претерпевшей метаморфизм зеленокаменной фации. Она обнажается неполностью несколькими блоками вдоль разломов северной и южной границ района. Присутствие эндогенных образований в этом этаже не доказано.

В средне-позднепалеозойском структурном этаже также осадочного состава, но с проявлениями дайковых магматитов сосредоточена вся известная в районе минерализация. Осадочные образования представлены единой толщей карбонатно-терригенного формационного ряда, сформированной в ранний (квазигеосинклинальный) и средний (инверсионный) этапы развития геоструктуры Молдотауского района.

Нижняя часть разреза представлена трансгрессивной красноцветной терригенной (тюлькубашской) свитой средне-позднего девона, незначительно развитой вдоль краевых разломов района. На ней согласно залегает карбонатная толща мощностью до 2000 м, слагающая главные части разреза и площади района. Она включает известняки фаменского яруса позднего девона, сонкульскую и катунарынскую свиты тур-

нейского яруса и акчаташскую свиту позднеурнейско-ранне-визейского подъяруса раннего карбона. Выше залегает терригенная каракиинская свита среднего и терригенно-карбонатные образования позднего визе. Самые поздние отложения палеозоя в описываемом районе представлены терригенно-карбонатной свитой, а на западе сильно загнилованными на-мюр-башкирскими (ранне-среднекарбонowymi) образованиями.

Формированию флюоритового рудоотложения в разрезе благоприятствовали следующие факторы:

1) первично-осадочная флюоритоносность (до 1—3% флюорита) доломитового горизонта (мощность около 200 м) сонкульской свиты;

2) присутствие рифогенных известняков в верхах акчаташской свиты, содержащих в западной и восточной частях района (вес. %) фтора — 0,08 и 0,02; бария — 0,01 и 0,03; стронция — 0,02 и 0,01 соответственно и перекрывающихся тонкослоистой каракиинской свитой, содержащей, в свою очередь, в западной части (вес. %) фтора — 0,04; бария — 0,02; стронция — до 0,12 и в восточной — 0,03; до 0,18; 0,02 соответственно. Следовательно, на западе района наблюдается относительно повышенная и сверхкларковая (3) стронциенность отложений каракиинской свиты, а на востоке — бариенность. Этим особенностям распределения бария и стронция в каракиинской свите соответствуют проявления барита на флюоритовых месторождениях (Джергетальского поля) и барито-целестина на месторождениях западной части района;

3) сочетание в верхах разреза рифогенных известняков и перекрывающей их тонкослоистой свиты благоприятствует развитию в контактной зоне указанных разнородных образований тектонической активности и возникновению условий для экранирования потенциальной гидротермальной деятельности.

Позднепалеозойский подэтаж представлен серией дайковых комплексов. В последнем выделяются аккудукский пермский гранитоидный, джергетальский позднепермский лампрофировый и кокыркурганский раннемезозойский (?) базанитоидный (табл. 1).

Кроме этих определенных естественных ассоциаций дайковых пород в районе встречаются отдельные дайковые тела и участки их проявления: кварцевые порфиры в бассейне р. Куртка, диабазовые порфиры в междуречье Аккудук-Кокджерты и др.

Таблица 1

Химический состав горных пород дайковых комплексов
Молдотауского района (вес. %)

Оксиды и химические элементы	Гранит-порфиры аккудукского комплекса (P ₁) (среднее по двум анализам)	Лампрофиры джергетальского комплекса			Базальты кокыркурганского комплекса (среднее по семи анализам)
		малхиты (среднее по трем анализам)	керсаниты крупнопорфировые (среднее по восьми анализам)	керсаниты мелкопорфировые (одни анализ)	
Si O ₂	65,99	46,83	50,17	56,46	41,65
Ti O ₂	0,41	0,93	0,93	0,97	2,12
Al ₂ O ₃	14,55	12,93	13,32	15,50	13,99
Fe ₂ O ₃	0,95	3,41	3,14	0,41	6,26
Fe O	2,03	3,73	4,21	5,32	6,83
Mn O	0,09	0,11	0,13	—	0,16
Mg O	1,50	5,69	6,39	3,58	7,38
Ca O	2,13	8,46	6,91	3,85	10,09
Na ₂ O	3,61	2,12	2,81	4,60	2,98
K ₂ O	4,90	3,69	3,18	2,25	2,30
P ₂ O ₅	—	0,51	0,55	0,32	0,60
Ba O	—	—	—	0,33	—
H ₂ O	—	3,33	2,39	0,45	1,79
n.n.n.	3,63	7,57	5,07	6,10	3,22
F	0,07	0,086	0,13	0,13	0,13
Sr	—	0,01	0,03	0,03	—
С у м м а	99,89	99,40	99,36	1 0,30	99,50

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

a	14,6	11,2	11,5	11,4	11,5
c	2,1	4,2	3,7	4,1	4,0
b	10,3	24,4	23,6	13,7	34,0
s	73,0	60,0	61,2	70,7	50,5

Аккудукский комплекс развит на юге района в бассейне одноименной речки. В его составе резко преобладают буроватые гранодиорит- и гранит-порфиры (Н. Халтурин и др., 1965—1967 гг.), прорывающие небольшой выход габбро-порфиров ранней фазы становления комплекса. Гранитоиды мощными (десятки метров) дайкоподобными телами северо-восточного простирания прорывают тюлькубашскую свиту на площади до 2 км². Радиологический возраст — 276 млн. лет (2).

Джергетальский дайковый комплекс четко выделяется как специфическое образование одноименного флюоритоносного поля на восточной окраине Молдотауского района. Представлен линзовидными дайковыми телами зеленоваточерных пород с зеленоватым биотитом не менее чем трех визуальных разновидностей. Группы таких даек в основном северо-западного простирания мощностью до 0,5 м прорывают терригенные отложения каракинской свиты в долине р. Джергетал при выходе ее из гор в адырную область. Они сложены относительно ранними малхитами, крупно- (за счет выделенный зеленого биотита) и мелко-порфировыми керсантами. В этих существенно плагиоклазовых породах лампрофировой формации присутствуют оливин и пироксен (главным образом, моноклинный), которые в фемической части преобладают в малахитах. В керсантах же преобладает биотит, сопровождаемый подчиненным амфиболом. Структура пород — порфировая полнокристаллическая.

Характер развития комплекса гомодромный с нарастающим значением калиевости, аксессуарной фтороносности и барриеносности пород. Радиологический возраст керсантитов (238 млн. лет) позволяет отнести данный комплекс к поздней перми (2).

Кокыркурганский базанитоидный дайковый комплекс сформировался на юго-западной окраине Молдотауского района. Единичные дайки его отмечены и по р. Шабыр, западнее Курткинского флюоритоносного поля. Дайки базанитов прорывают карбонатную гипсоносную толщу намюрского яруса раннего карбона и приурочены к зоне Северо-Нарынского разлома. Мощность даек — 0,5—4,0 м, длина до 30 м.

Черная окраска базанитов обусловлена их меланократовым составом (% по площади шлифов): пироксен (титан-авгит $C:Ng = 46^\circ$ и углом $2\psi = 57^\circ$ в центре зерен, по А. Колесникову и др., 1968) — до 50, оливин — 17, нефелин — 12, олигоклаз — 10, биотит (нечастые фенокристы) и аксессуарный апатит.

Отличия от средних типов по Дели — пониженная кислотность и щелочность, повышенная фтороносность (см. табл. 1). Радиологический возраст — 217 млн. лет (2).

Таким образом, магматизм Молдотауского района проявляется в следующих условиях:

- 1) в обстановке позднепалеозойской тектоно-магматической активизации среднепалеозойской геосинклинали;
- 2) исключительно в дайковой фации весьма гетерогенного формационного состава;
- 3) при относительно высокой калиености, нормальной щелочности и постоянной акцессорной фтороносности пород.

Тектоническая структура района представляет собой синклиорий, сильно осложненный подчиненной ему синорогеной складчатостью и ограниченный с севера и юга продольными широтными разломами краевого типа. Неотектоническая активизация оформила Молдотауский район, как и весь Тянь-Шань, в современную орографическую единицу.

В обеих торцовых частях синклиорий ограничен складчато-разрывными структурами диагонального типа более низкого порядка и, возможно, несколько более позднего заложения, чем краевые разломы, хотя они и относятся к конседиментационному типу. На востоке разломы несколько выгнуты к северо-востоку, на западе — к северо-западу (см. рис. 1).

Характер распространения в районе наиболее поздних составляющих палеозойского разреза указывает на изогнутость осевой поверхности синклиория в северном направлении, что придало его внутренней структуре дугообразно-асимметричный характер. Очевидно, что осевая поверхность синклиория приходилась на троговую часть квазигеосинклинали прогиба, которым являлся район в течение второй половины среднего палеозоя.

Характер распределения осадочных формаций показывает, что инверсия герцинского квазигеосинклинали режима происходила неодновременно в разных частях геоструктуры района. В троговой зоне этот процесс совершался в последнюю очередь, смещаясь с востока на запад.

В конце палеозоя Молдотауская среднепалеозойская геосинклиналь подверглась тектоно-магматической активизации, ранняя фаза которой, по-видимому, проявилась в западной оконечности осевой (тропо́вой) зоны Молдотауского синклиория (пермские, по А. Колесникову, 1968, осадочно-вулканогенные образования Кульмасая). Затем процесс активизации сместился к востоку (магматиты р. Молдонинсу и аккумуля-

дукского раннепермского комплекса), достиг в поздней перми восточной периферии района (джергетальский комплекс), где завершился проявлением флюоритизации. Процесс постмагматической флюоритизации, по-видимому, так же начавшись на востоке формированием Джергетальского поля, завершился на западе района становлением Кокджарского и других флюоритопроявлений. Здесь же (на западе) началась и мезозойская активизация (кокуртурганский комплекс), распространившаяся в восточном направлении вдоль Северо-Нарынского краевого разлома.

В структурно-тектоническом плане она существенно проявилась в осевой (троговой) зоне синклиория в виде обновления поздне-конседиментационных складчато-разрывных структур и в новообразовании собственно разрывных элементов, но всегда диагонального или поперечного типа. Именно эти низкопорядковые тектонические элементы высокопорядковых структур синклиория, и прежде всего его осевой зоны, контролировали позднепалеозойские магматизм и флюоритизацию. При этом магматизм развивался в относительно высокопорядковых диагональных структурах, а флюоритизация — в осложняющих их элементах.

В Молдотауском районе преобладает флюоритовая и свинцово-цинковая («каратауский» тип, по Н. Халтуруину) минерализация. Развиты и незначительные проявления исландского шпата, а в некоторых пунктах центральной части района — целестина. Здесь же отмечаются признаки медной минерализации; в отдельных шлихах встречаются зерна киновари. Все виды минерализации (кроме целестиновой) проявляются отдельно от флюоритовой и в отличие от нее устанавливаются на юге центральной части района, г. е. внутри территории, оконтуриваемой дугообразной осевой зоной. Флюоритовая же минерализация распространена в связи с этой дугообразной зоной. Комплекс рудопроявлений в целом и формационный тип флюоритоносности характеризуют Молдотауский район как геоструктуру специфической эпитермальной минерализации.

Постмагматические флюоритопроявления района почти всегда размещаются в связи с межформационными поверхностями в низкопорядковых антиклинальных складках, образованных рифогенными известняками турнейского и перекрывающими их сланцеватыми породами визейского яруса раннего карбона. Как правило, такие складки нарушаются системами разломов — продольными меньшего порядка и относительно поздними поперечными.

На местности такие флюоритоносные антиклинали представлены лишь взброшенными по продольным разломам крыльями, которые прослеживаются вдоль разломов в виде стеноподобных обнажений рифогенных известняков (Сарыимекское, Джергетальское и другие поля). С обратной стороны они перекрыты сланцеватыми терригенными отложениями, погружающимися в стороны от продольных разломов и нарушенными поперечными разрывами. Такие крылья отмеченных антиклиналей являются в районе флюоритоносными.

Распределение минерализации во взброшенных крыльях низкопорядковых антиклиналей носит закономерный характер. Ранние минеральные ассоциации (всегда существенно кремнистого состава с прожилками сиреневого флюорита в кремнях) располагаются в положительных элементах таких



Рис. 2. Кристаллы целестина (X) в халцедон-флюоритовом агрегате

структур, а поздние, в том числе флюоритовая, — в отрицательных. Минеральные типы флюоритонности охарактеризованы в табл. 2 и показаны на рис. 2 и 3. Однако морфология рудных тел до сих пор не изучена.

Околорудные изменения обеих вмещающих пород выразились в ранней предрудной кальцитизации (Куртка), окварцевании и флюоритизации надрудных пород.

По-видимому, флюоритоносные поля Молдотауского района характеризуются весьма неглубоким эрозионным срезом, что обусловлено их приуроченностью к синклинали (троговой) зоне района, а также существенно стратиформным характером оруденения.

Таким образом, по совокупности приведенных данных Молдотауский район следует рассматривать как новый пер-

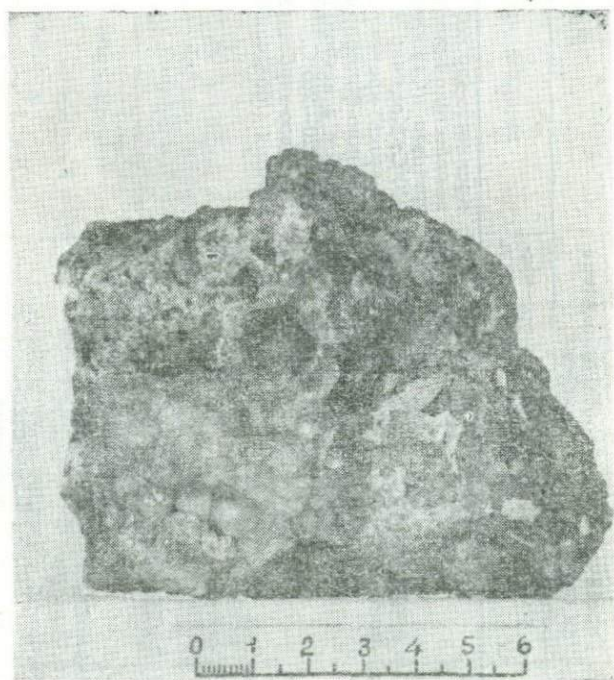


Рис. 3. Кокардовая текстура флюорита (Сарымекское месторождение)

**Систематика флюоритовых формаций и минеральных типов
Молдотауского и Западно-Акшийрякского районов**

Процесс	Генетическая группа формаций	Минеральные типы кварцево-барито-целестино-флюоритовой формации с карбонатами и сульфидами				
		Западно-Акшийрякский район		Молдотауский район		
		юго-западная часть	северо-восточная часть	западная часть	восточная часть	
Гидротермальный	Эпитермальная		Барито-целестино-галенитовая флюоритсодержащая (Кульджабашар, Чункей; 100°C*)	Кремнисто-карбонатно-барито-целестино-целестино-флюоритовая (Сарыимек, 200—250°C; Кокджар и др.). Кварцево-кремнисто-барито-целестино-флюоритовая с галенитом и карбонатом (Куртка, 220—265°C). Кварцево-карбонатно-флюоритовая (Молдонинсу)	Кремнисто-кварцево-барито-целестино-флюоритовая (Каратал, Коккия) Кремнисто-кварцево-флюорито-баритовая с сульфидами и карбонатом (Джергетал, 230—300°C).	
				Кварцево-мусковитово-редкометалльная (ур.Аирташ)	Флюоритсодержащие	
				Акцессорная	Флюоритсодержащих грацитов (ур.Аирташ)	базанитовые дайки

Продолжение табл. 2

Процесс	Генетическая группа формаций	Минеральные типы кварцево-барито-целестино-флюоритовой формации с карбонатами и сульфидами			
		Западно-Акшыйрякский район		Молдотауский район	
		юго-западная часть	северо-восточная часть	западная часть	восточная часть
Осадочно-эпигенетический	Осадочно-хемогенная			Доломитово-флюоритсодержащая (ур. Тегерек, Кичинкендык и др.)	

* Здесь и далее температура образования минералов определена методом декрепитации

спективный на флюорит район Средней Азии. Флюоритоносные поля Джергетал и Сарымек уже в настоящее время, несмотря на недостаточную изученность, отличаются весьма хорошими оценочными параметрами и могут быть объектами геолого-поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асаналиев У. Поисковые критерии стратиформного свинцово-цинкового оруденения в осадочных формациях (на примере Среднего Тянь-Шаня). «Сов. геол.», 1973, № 5.
2. Баймухамедов М. Д. О распределении фтора в горных породах месторождения Джергетал. ДАН УзССР, 1970, № 10.
3. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
4. Луйк А. А. Проблемы генезиса южно-альпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М., изд-во «Недра», 1970.
5. Попов В. И. История депрессий и поднятий Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во комитета наук УзССР, 1938.
6. Попов В. М. и др. Проблема осадочного рудообразования на примере пластовых месторождений свинца, цинка и других элементов в осадочных формациях Киргизии. В сб. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., изд-во «Наука», 1967.

А. Г. Шмелев, Т. Н. Леукина

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ХАНДИЗИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Еще на ранних стадиях изучения Хандизинского месторождения много внимания уделялось условиям размещения оруденения. Вопросам формирования рудоконтролирующих структур в карбонатно-кремнистой пачке посвящены работы З. М. Мурадова (4), Е. П. Мещерякова и Н. И. Крылова (3), которые считают, что рудные тела приурочиваются к замкнутым частям антиклинальных складок высоких порядков. Позднее Е. И. Филатов, Н. А. Перижняк, А. Г. Золотник-Хоткевич (7), изучавшие влияние литолого-структурных факторов на локализацию оруденения в вулканогенной пачке, пришли к выводу о главенствующем рудоконтролирующем значении «контактного надвига», приуроченного к контакту карбонатно-кремнистой и вулканогенной пачек. О. И. Чер-

ных, В. А. Королев, П. А. Шехтман (8) предполагают, что главной рудоконтролирующей структурой является выделенный ими на основе анализа геологических данных «эффузивный разлом», проходящий в центральной части рудного поля. По мнению К. Л. Бабаева, основными рудоконтролирующими структурами, вероятно, могли быть неки древних вулканических аппаратов, вблизи которых должны размещаться рудные участки.

В результате детального изучения геологического строения Хандизинского рудного поля нами получены новые данные, позволившие уточнить особенности размещения оруденения.

Геолого-структурная характеристика рудного поля

Хандизинское рудное поле расположено в восточной части Байсунской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня и представляет собой крупную палеовулканическую постройку, приуроченную к Ходжахарканской синклинали. Оно сложено породами каледонского, герцинского и альпийского структурных этажей (рис. 1, 2).

Каледонский этаж представлен нижнекембрийским (1) метаморфическим комплексом—гнейсами, кристаллическими сланцами с субогласными залежами гранито-гнейсов и амфиболитов. Герцинский этаж сложен толщей пород нижнего карбона, подразделяющейся на две свиты: зойскую ($C_{1t_2}-v_1$) и вахшиварскую ($C_{1v_2}-n_1$). В первой преобладают терригенные отложения с отдельными прослоями вулканогенных пород кислого состава. Вторая, характеризующаяся чередованием осадочно-вулканогенных пород, разделена авторами на три подсвиты, соответствующие трем основным циклам осадконакопления—средне-, поздневизейскому и раннеамюрскому. По литологическим признакам в каждой подсвите выделен ряд пачек—терригенные, вулканогенные, карбонатно-кремнистые и терригенно-вулканогенные. Строение пачек различных подсвит в общих чертах аналогичное. Терригенные сложены горизонтами конгломератов, песчаников, алевролитов; вулканогенные—переслаиванием мелко-, средне- и крупнообломочных туфов, лав, туфолав и агломератовых лав липаритовых и липарито-дацитовых порфиров. Иногда внутри них присутствуют горизонты известняков или алевролитов. Карбонатно-кремнистые пачки состоят из доломитов или известняков с прослоями кремнистых пород. В терригенно-вулканогенных преобладают туфы

липаритовых порфиров, чередующиеся с линзами песчаников и алевролитов. Верхний структурный этаж сложен терригенными осадками юрского возраста.

Интрузивные породы представлены многочисленными верхнепалеозойскими дайками и субсогласными телами габбро и габбро-диабазов, диоритовых порфиритов, сиенит-порфиритов, диабазовых порфиритов и лампрофиров. Значительно распространены также субвулканические тела ниже- и среднекарбонного вулканизма (субсогласные залежи дацитовых порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиритов, андезито-дацитовых порфиритов). В центральной части рудного поля установлен нект древнего вулканического аппарата (10).

Структура рудного поля формировалась в каледонский, герцинский и альпийский этапы тектогенеза. Каледонские структуры затушеваны более поздними тектоническими подвижками, расшифровка которых возможна с большой долей вероятности.

В герцинский этап сформировалась Ходжахарканская синклиналь, являющаяся основной структурой рудного поля. С юга и севера она ограничена нижнекембрийским метаморфическим комплексом пород, а в центральной части сложена вулканогенно-осадочными отложениями нижнего карбона.

Ходжахарканская синклиналь образовалась в течение трех этапов, соответствующих трем структурным ярусам: верхнетурнейскому — нижневизейскому, средне-верхневизейскому и нижнеамюрскому. Она имеет субширотное простирание с постепенным погружением оси на северо-запад. Ее северное крыло более крутое (55°), чем южное ($45-50^\circ$). Крылья осложнены складками высоких порядков. Наиболее крупные складки второго порядка размещены на южном крыле синклинали. Складки третьего порядка в виде небольших перегибов фиксируются между складками второго.

В альпийский этап сформировалась Сурхантауская антиклиналь субмеридионального простирания. В ядре ее обнажаются каменноугольные отложения, крылья же сложены осадками юрского возраста.

Формирование Ходжахарканской синклинали сопровождалось образованием разрывных нарушений. Наиболее ранние из них возникали на контактах пород с различными физико-механическими свойствами (межформационные срывы и сдвиги на контактах известняков и туфов липаритовых порфиров, песчаников и известняков, туфов липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, зафиксированные в различных

участках рудного поля и прослеживающиеся на сотни метров). Такие нарушения сопровождаются зонами гидротермального изменения пород, а также интенсивным расщеплением, дроблением; реже они заполнены субсогласными дайками кварцевых порфиров, гранит-порфиров.

Среди секущих разломов выделено несколько систем: субширотные, северо-западные, северо-восточные, субмеридиональные.

Субширотные разломы типа сбросов распространены в западной части рудного поля. Наиболее крупным из них является тектонический контакт между метаморфическими породами нижнего кембрия и нижнекаменноугольными отложениями. По этому разлому последние опущены на 50—150 м в северном направлении. Другой крупный «эффузивный» разлом проходит, по-видимому, вдоль оси Ходжахарканской синклинали и контролируется некими андезито-дацитовых порфиритов и массивами габбро (8).

Серия северо-западных разломов преобладает в западной части рудного поля. Они располагаются в виде пучков, образуя несколько тектонических зон. Большинство разломов имеет северо-восточное падение под углами 65—85°. По характеру перемещения блоков они представляют собой сбросо-сдвиги с амплитудой перемещения 20—70 м.

Северо-восточные разломы расположены, главным образом, в центральной части рудного поля и имеют преимущественно вертикальное падение. Они, по-видимому, древнего заложения, но постоянно обновлялись при вулканических извержениях и складкообразовательных движениях. Вблизи мест их сопряжения с субширотными разломами размещаются магматические тела андезито-дацитовых порфиритов и габбро.

Субмеридиональные разломы преобладают в восточной части рудного поля. Большинство их является глубинными, долгоживущими, обновленными в альпийскую эпоху. Разломы крутопадающие с амплитудой перемещения от 40—50 до 200 м. Значительная часть их заполнена верхнепалеозойскими дайками лампрофиров. Остальные сопровождаются зонами расщепления и дробления пород.

Особенности размещения оруденения

В пределах рудного поля выделены четыре зоны гидротермально измененных пород, к которым приурочены все рудные участки (см. рис. 2).

Зона № 1 расположена в западной части рудного поля и приурочена к карбонатно-кремнистой пачке нижней вахшварской подбиты и горизонту туфов липаритового порфира средней вахшварской подбиты. Западный фланг ее перекрывается юрскими отложениями, а на восточном она постепенно переходит в нижележащие породы и в районе ручья Чинарсай исчезает в гнейсах нижнего кембрия. Средняя мощность зоны — около 150 м, протяженность — до 3 км. Гидротермально измененные породы контролируются субширотными нарушениями типа межформационных сбросо-сдвигов или срывов, возникших на контакте известняков и туфов липаритовых порфиров и вдоль контакта нижнекембрийских гнейсов и перекрывающих их каменноугольных отложений, залегающие субсогласно с вмещающими породами. Минеральный состав метасоматитов зависит от состава исходных пород. Карбонатные породы замещались хлоритом, серпентином, тальком; алюмосиликатные — туфы, песчаники, гнейсы — подверглись хлоритизации, серицитизации, окварцеванию. В строении метасоматитов наблюдается некоторая зональность (9). Центральные части их в алюмосиликатных породах сложены кварцитолитами, серицито-кварцевыми породами, сменяющимися к периферии серицитолитами, кварцево-серицитовыми и серицито-хлоритовыми породами, постепенно переходящими в слабо измененные разности.

К этой зоне приурочено собственно Хандизинское месторождение (Центральный участок). Оруденение представлено колчеданно-полиметаллическими рудами в карбонатно-кремнистых породах и полиметаллическими в туфах липаритового порфира. Неоднородное строение рудовмещающей толщи и избирательность рудоотложения обусловили различие типов руд. Выделяются сплошные, прожилково-вкрапленные и смешанные руды, характеризующиеся разнообразными текстурными особенностями. В них установлено 110 минералов (5), из которых главными являются галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. В качестве элементов-примесей содержатся золото, индий, серебро, висмут, кадмий, селен и теллур.

Рудные тела в карбонатно-кремнистых породах залегают в виде согласных прерывистых линз, прослеживающихся с перерывами на протяжении всей зоны. Они размещаются в замках небольших антиклинальных складок, возникших вблизи нарушений на контактах пород с различными механическими свойствами.

Промышленные рудные тела размещаются в кварцево-серицитовых метасоматитах, образованных за счет туфов

липаритовых порфиров, и имеют форму субсогласных пластообразных залежей (рис. 3). Выявлено два рудных тела, не выходящих на поверхность.

Как показал структурный анализ размещения промышленного оруденения, главное рудное тело приурочено к широкой синклинальной складке, расположенной между двумя антиклиналями второго порядка, и ограничивается по падению волнообразной выпуклостью, образованной увеличением углов падения рудовмещающей толщи. Рудное тело представляет собой корытообразную залежь и лишь на юго-западном фланге приближается к седловидной форме, что в общем характерно для согласных рудных тел. Наиболее благоприятные элементы залегания для локализации оруденения Центрального участка — азимуты падения пород $31-40^\circ$, углы падения — $30-50^\circ$. Рудное тело размещается в тектонической зоне, образованной серией крутопадающих разломов северо-западного направления. При анализе фактического материала установлено несомненное влияние рассматриваемых разломов на размещение оруденения, причем ширина зоны непосредственного влияния достигает 150 м. Вблизи разломов интенсивность и мощность оруденения увеличивается, что указывает на их рудоподводящее значение. При рудораспределении главенствующую роль играли субсогласные межформационные сдвиги и зоны брекчирования на контакте известняков и туфов липаритового порфира. Именно на участках пересечения субсогласных сдвигов с крутопадающими разломами размещается рудное тело. К этим же участкам приурочиваются и наибольшие мощности гидротермально измененных пород и рудного тела.

Зона № 2 расположена северо-восточнее первой, в бассейне ручьев Чинарсай и Майдансай и приурочена к алевролитам и известнякам нижней вахшиварской подсвиты и туфолавам липарито-дацитовых порфиров средней вахшиварской подсвиты. Протяженность ее — около 2 км, мощность — 200—270 м. Зона контролируется субширотным нарушением, проходящим по подошве туфолав липарито-дацитовых порфиров. На значительном протяжении вдоль него внедрилась субсогласная дайка кварцевых порфиров. Зона пересекается серией секущих разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

Метасоматиты представлены кварцитолитами, серицитокварцевыми породами, серицитизированными и хлоритизированными разностями. В зоне размещены участки Чинарсай и

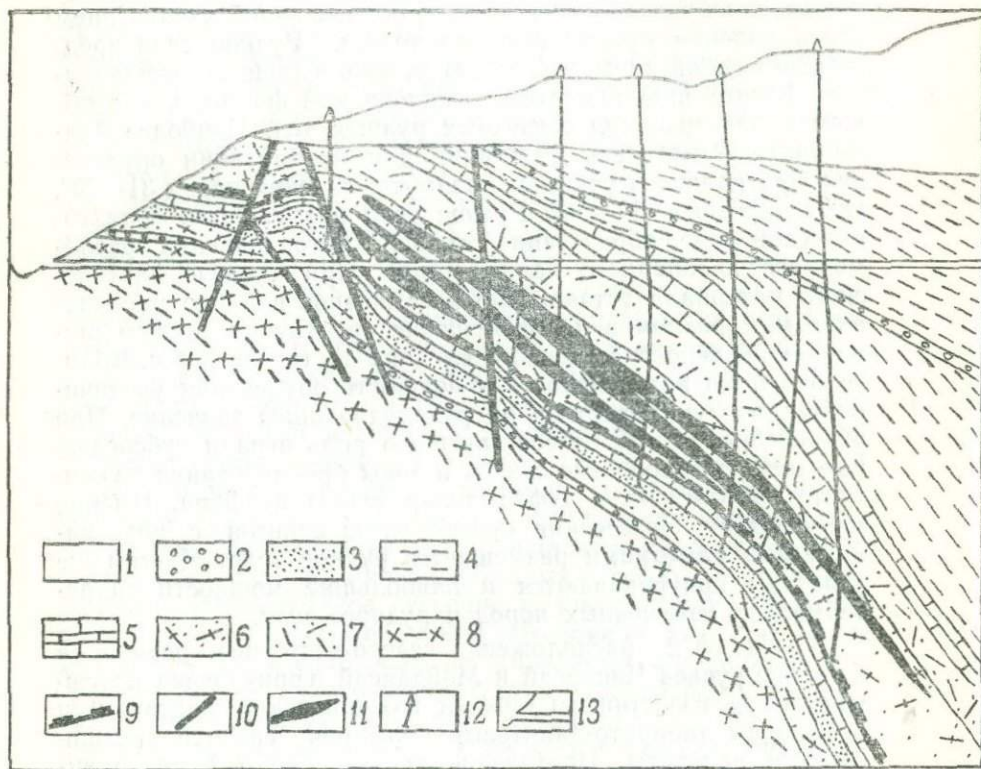


Рис. 3. Геологический разрез Центрального участка

1 — юрские отложения, вахшварская свита ($C_1 v_9 - n_1$); 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевриты; 5 — известняки; 6 — туфы липаритовых порфиров; 7 — туфы липарито-дацитовых порфиров. Нижнекембрийские отложения ($C m$) 8 — кристаллические сланцы и гнейсы; 9 — субогласные межформационные нарушения; 10 — секущие разломы; 11 — рудные тела; 12 — скважины; 13 — штольня.

Майдансай. На поверхности в известняках и алевролитах установлены линзы сплошных и вкрапленных руд с высоким содержанием полиметаллов, приуроченные к антиклинальным складкам высоких порядков. В измененных туфолавках липарито-дацитовых порфиров полиметаллическое обогащение локализуется в синклинальной складке второго порядка и практически отсутствует в антиклинальной.

Зона № 3 расположена в верховьях ручьев Новасай и Чорнова и приурочена к осадочно-вулканогенным породам верхней вахшиварской подсвиты. Протяженность—до 3,5 км, мощность—250—300 м. В структурном отношении она приурочена к ядру Ходжахарканской синклинали, осложненной складками более высоких порядков.

Разрывные нарушения разделяют зону на ряд блоков. В западной части преобладают северо-западные разломы, в восточной и северной—северо-восточные.

Осадочно-вулканогенные породы подвержены гидротермальным изменениям (интенсивной хлоритизации и в меньшей степени серицитизации и окварцеванию).

В зоне размещаются участки Ласточкино гнездо, Новасай и Чорнова. Рудные тела субсогласной формы приурочены к горизонталю известняков на контакте с подстилающими туфами липаритовых порфиров. Руды главным образом медно-колчеданные, реже полиметаллические.

В подстилающих и перекрывающих туфах липаритового порфира также отмечаются участки с повышенной концентрацией полиметаллической минерализации, реже гнезда сплошных руд. В верховьях ручья Новасай установлена медно-висмутовая минерализация.

Зона № 4 расположена в восточной части рудного поля, ориентирована в субмеридиональном направлении и прослеживается на расстоянии до 4 км при средней мощности около 200 м. Приурочена к средней терригенно-вулканогенной пачке средней вахшиварской подсвиты, сложенной чередующимися горизонтами туфов липаритового порфира, песчаников, известняков и др.

В настоящее время зона размещается на восточном крыле альпийской Сурхантауской антиклинали, в связи с чем герцинская структура воспроизводится с большой долей версности.

Зона разделена серией разломов различных направлений на ряд блоков. В южной части преобладают разломы северо-

ро-восточного простирания, в центральной — субмеридионального, в северной — субширотного.

Гидротермально измененные породы контролируются субсогласной зоной дробления, проходящей вдоль контакта крупно- и мелкообломочных туфов липаритовых порфиров. На всем протяжении зоны метасоматитов представлены серицитовыми, хлоритовыми разностями, местами кварцитолитами или серицитолитами.

К зоне приурочено рудопроявление Янгаклык. Полиметаллическое оруденение на поверхности представлено несколькими участками минерализации. Руды, локализованные в синклинальных складках, по составу колчеданно-полиметаллические прожилково-вкрапленной текстуры, редко — сплошные. Рудные тела залегают субсогласно с вмещающими породами.

Условия образования оруденения

В результате анализа закономерностей размещения, геолого-структурных факторов локализации оруденения, минеральных ассоциаций и текстурно-структурных особенностей руд в истории формирования рудного поля выделены четыре этапа рудообразования.

1. Эксгаляционный серно-колчеданный этап связан со средневизейским циклом осадконакопления. На его завершающей стадии проявились интенсивные тектонические дислокации, сопровождавшиеся газо-гидротермальной деятельностью. В создавшейся благоприятной обстановке поствулканические эксгаляции, проникавшие по многочисленным разломам, производили метасоматические изменения карбонатных и терригенных пород с образованием серицита, хлорита, серпентина, талька, вторичного кварца. К концу гидротермального процесса в измененных известняках, кремнистых породах, песчаниках и алевролитах в сводах мелких антиклиналей отложились основные колчеданные руды, что привело к возникновению нижних горизонтов первой и второй рудных зон.

2. Ранний метасоматический полиметаллический этап проявился в конце поздневизейского цикла осадконакопления, завершившегося отложением мощной толщи вулканогенных пород с различными физико-механическими свойствами и обновлением ранних крутопадающих разломов. Начальная стадия его характеризуется гидротермаль-

ными изменениями вулканогенных пород, выразившимися в образовании мощной метасоматической колонны. Метасоматические процессы происходили преимущественно в зонах дробления и разлинования вулканогенных пород, а также по контакту с подстилающими средневизейскими образованиями. При этом крутопадающие разломы выполняли функцию рудовыводящих каналов, а субсогласные межформационные и внутрiformационные срывы и сдвиги, пересекающие их разгруженные участки, играли роль рудораспределяющих структур в благоприятных синклиналиных складках в местах с пологими ($28-40^\circ$) углами падения вмещающих пород.

Наиболее интенсивной гидротермальной переработке подверглись крупнообломочные разности вулканитов (II), обладающие высокой эффективной пористостью. Важное значение при распределении рудообразующих растворов имели, по-видимому, экранирующие поверхности, которыми служили прослойки кремнистых и яшмовидных пород среди вулканогенных. В течение этого этапа отложилась основная масса прожилково-вкрапленных полиметаллических руд в благоприятных кварцево-серицитовых и хлорито-серицитовых породах первой, второй и четвертой рудных зон. В результате циркуляции минералообразующих растворов второго этапа происходило наложение руд на ранее образованные руды первого. Поэтому раздробленные кристаллы пирита сцементированы главным образом галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

Донижнеамюрский возраст этапа устанавливается по находкам галек сильно измененных пород с колчеданно-полиметаллической минерализацией в перекрывающих отложениях.

3. Метасоматический колчеданно-полиметаллический этап проявился в завершающей стадии вулканической деятельности рудного поля. Наиболее значительную роль в этот период играла перекристаллизация ранее образованных руд без существенного привноса новых. Перекристаллизация происходила избирательно в наиболее подготовленных местах, на участках внутрiformационных нарушений при высокой температуре и давлении в период поздних вулканических извержений. Характерная черта этих руд — присутствие мелких обломков пирита, сцементированных почти эвтектическим агрегатом галенита и сфалерита с вытянутыми линзовидными полосами халькопирита. Поствулканические эксгаляции завершающей стадии вулканизма, проникая по внутрiformационным субсогласным нарушениям, пропа-

ривали и концентрировали рудные минералы, создавая сплошные мелкозернистые руды небольшой мощности в первой, второй и четвертой рудных зонах.

В период третьего этапа возникла рудная зона № 3. Однако вследствие незначительного привноса рудообразующих растворов, выразившегося в сравнительно слабой гидротермальной переработке вмещающих пород, богатые полиметаллические руды значительной мощности и протяженности в ней не отмечаются. Время формирования этапа относится, по видимому, к концу нижнего — началу среднего карбона.

4. Поздний метаморфогенно-полиметаллический этап представлен переотложенными и переработанными рудными минералами первых этапов. Для него характерно заполнение пустот, трещин крупнокристаллическими формами минералов. Прожилки сульфидов с кварцем и карбонатом пересекают всю толщу пород каменноугольного возраста и даже отмечаются в самых молодых пермотриасовых дайках лампрофиров. Собственные рудные тела на этом этапе не образуются. Время формирования, — вероятно, предмезозойское.

Таким образом, образование оруденения на Хандизинском рудном поле происходило многоэтапно, на протяжении всего нижнего карбона. Рудообразование приурочено к концу каждого вулканического цикла, когда кратковременные пароксизмы сменялись газо-гидротермальной деятельностью. Рудные залежи в связи с этим образуют несколько ярусов, отделенных друг от друга безрудными пространствами. При этом оруденение более позднего цикла обычно накладывается и локализуется в породах и рудах ранних циклов.

Исходя из изложенного, Хандизинское рудное поле можно отнести, согласно систематике В. И. Смирнова (6), к классу субвулканических колчеданных месторождений, формировавшихся на больших глубинах.

По геолого-структурным особенностям размещения, типам руд и условиям образования оруденения Хандизинское рудное поле имеет большое сходство с крупнейшими колчеданно-полиметаллическими месторождениями Алтая — Золотушинским, Тишинским и др. (2,5). Следовательно, можно предполагать, что оно также обладает значительными запасами полиметаллов.

Наиболее перспективными, помимо Центрального участка, являются площади, приуроченные к синклинальным

складкам второго порядка и контролируемые грутопадающими разломами в пределах второй, четвертой и в некоторой мере третьей рудной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.

2. Горжевский Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая. ДАН СССР, т. 193, 1970, № 1.

3. Мещеряков Е. П., Крылов Н. И. К вопросу формирования рудоконтролирующих структур месторождения Хандиза. В кн. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1966.

4. Мурадов З. М. Структура и морфология рудных тел рудопроявления Хандиза. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука», 1965.

5. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1971.

6. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

7. Филатов В. И., Перижняк Н. А., Золотник-Хоткевич А. Г. О влиянии литолого-структурных факторов на локализацию колчеданно-полиметаллического оруденения месторождения Хандиза (Юго-Западный Гиссар). Тр. ЦНИГРИ, вып. 99, 1971.

8. Черных О. И., Королев В. А., Шехтман П. А. Некоторые закономерности размещения полиметаллического оруденения в Хандизинском рудном поле. В кн. «Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки». М., изд-во «Недра», 1972.

9. Шмелев А. Г., Леухина Т. Н. Метасоматическая зональность гидротермально измененных пород и места локализации колчеданно-полиметаллического оруденения на Хандизинском рудном поле (Юго-Западный Гиссар). В сб. «Критерии рудоносности метасоматитов». Алма-Ата, изд. КазИМСа, 1969.

10. Шмелев А. Г., Леухина Т. Н., Отрошенко В. Д. Остатки древнего вулканического аппарата в Хандизинском районе (Юго-Западные отроги Гиссарского хребта). ДАН УзССР, 1970, № 9.

11. Шмелев А. Г., Леухина Т. Н. О значении расчленения вулканогенных пород Хандизинского рудного поля. В сб. «Геология, методика и техника разведки минерального сырья». Ташкент, изд. САИГИМСа, 1972.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ПРОПИЛИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОДАХ КАРАБУЛАКА

Рудопоявление Карабулак по результатам поисково-оценочных работ в 1964 г. было признано непромышленным объектом, ввиду резкого выклинивания золотого оруденения по мере увеличения глубины.

Исследования автора, выполненные в 1965 и 1969 годах, позволили выявить повышенные концентрации олова, свинца, сурьмы, меди и висмута, установить развитие золотого оруденения на новых участках и подойти к оценке рудопоявления с учетом комплекса факторов. В результате анализа структурно-литологических особенностей Карабулака, вертикальной и горизонтальной зональности в размещении руд и элементов-спутников, а также характерных индикаторов проведения оценки глубины эрозионного среза участков и перспектив обнаружения невоскрытого оруденения.

По данным В. Н. Долженко (3), в Карабулаке преобладают туфогенные конгломераты баркольской свиты (O_3bk) с прослоями средних эффузивов и туфопесчаников, а также породы перекрывающей их терригенной толщи, относимой к карамойнокской свите (O_3kr). Наиболее крупный субширотный Токайлинский разлом проходит вдоль контакта каледонских гранитов и отложений ордовика. Висячем боку северной ветви разлома размещается рудная зона, представленная интенсивно пропилитизированными породами с густой сетью кварцевых жил и прожилков, сопровождаемых метасоматическим окварцеванием и редкой вкрапленностью пирита и других сульфидов. Гидротермальный метаморфизм проявился многоэтапно. В течение первого этапа произошла среднетемпературная пропилитизация пород, а на его заключительной стадии сформировались кварцево-карбонатные жилы с оруденением свинца, меди, олова, висмута и сурьмы. В течение второго этапа образовались кварцево-карбонат-хлорит-серицитовые метасоматиты, а затем золоторудные кварцево-хлорит-пиритовые прожилки. Указанные типы метасоматитов часто встречаются на золоторудных месторождениях Средней Азии (1). Для химизма пропилитизации характерен вынос из породы алюминия, титана и оснований. При расчете баланса компонентов атомно-объемным методом (4) установлено, что образование внутренней хлорит-эпидот-кварцевой зоны сопровождается выносом алюминия

(до 69,2%), титана (до 78,3%), окисного (100 %) и закисного (9,5%) железа, магния (48,3%), кальция (87,1 %). Привносятся только кремний и кислород (рис. 1).

Участки интенсивного изменения и все рудные тела приурочены к туфоконгломератам баркольской свиты и размещаются в южной части крупного ореола пропилитизированных пород. С этим же участком связаны почти все зоны кварцево-хлорит-карбонат-серицитовых метасоматитов (рис. 2). Внешняя зона пропилитизированных пород занимает значительную площадь севернее рудной зоны, и граница ее здесь не изучена. К югу, среди песчаников карамайноковской свиты, интенсивность изменений резко затухает. Продукты гидротермальной переработки пород вновь появляются лишь в зоне Токайлинского разлома.

Для оценки перспектив проводился анализ размещения оруденения и изучалась степень измененности пород в различных участках месторождения. Закономерности распределения установлены путем сравнения рудоносности и степени эродированности центральных, краевых, фланговых частей рудной зоны. Результаты сопоставлялись с данными, полученными в менее изученных блоках. Установлено, что по мере перехода к менее эродированным участкам, которым соответствует последовательность разрезов I—I, IV—IV, II—II, III—III, наряду с изменением интенсивности метасоматических процессов отмечаются различия в концентрациях и значениях других параметров оруденения (таблица).

Разрез I—I характеризуется максимальным эрозионным срезом в пределах рудоносной зоны. Промежуточные и внутренние зоны пропилитов распространены ограниченно. Однако установлено пересечение основной полосы кварцево-хлорит-серицитовых метасоматитов. Во всех пробах содержание меди близко к кларковому для средних пород (по А. П. Виноградову). Олово, сурьма и висмут на этом уровне эрозионного среза не установлены. Концентрации свинца кларковые и выше кларка.

Разрез IV—IV пройден в обособленном участке умеренного развития средних зон пропилитов в краевой части зоны интенсивных изменений. Для него характерна высокая частота встречаемости цинка, проявления сурьмы и олова, сопровождаемые в одной пробе взаимосвязанными повышенными концентрациями свинца и меди.

Разрез II—II гипсометрически расположен на 35—100 м выше разреза I—I в участке наиболее интенсивного прояв-

ления пропилитизации и широкого развития кварцево-хлорит-серцитового комплекса изменений. Сечение отличается максимальной частотой встречаемости меди, свинца, сурьмы, олова и их наибольшими концентрациями. Установлено содержание 1—0,6% меди в четырех пробах, свинца — в двух, сурьмы и олова — в одной пробе. Концентрация от 0,01 до 0,06% отмечаются для меди в восьми, свинца — в десяти, сурьмы — в пяти, цинка — в двух, олова — в пяти пробах. В четырех пробах выявлены концентрации висмута от 0,001 до 0,006%. В разрезе II—II установлено максимальное значение средних содержаний и линейной продуктивности всех компонентов, кроме цинка.

Разрез III—III соответствует участку выклинивания рудоносной зоны по простиранию со слабоинтенсивными метасоматическими процессами и незначительными концентрациями рудных элементов.

В результате анализа размещения и сопоставления по разрезам параметров, контрастно фиксирующих вертикальную зональность оруденения (2), в частности, отношения линейной продуктивности, можно сделать выводы о глубине эрозионного среза и перспективности участков. Так, изменение отношений линейной продуктивности Au:Cu, Au:Pb от 165:1 и 66:1 в разрезе I—I до 20:1 и 15:1 соответственно в разрезе II—II наряду с другими данными таблицы свидетельствует о возрастании степени рудоносности менее эродированных участков на медь, свинец и сопутствующие элементы (олово, сурьма, висмут). Относительно высокое значение линейной продуктивности золота в первом разрезе свидетельствует о том, что золотое оруденение распространяется по вертикали несколько глубже, чем оловянно-полиметаллическое. Закономерно изменяется с глубиной и отношение Au:Ag. В разрезе I—I его значение колеблется от 0,14 до 10 и в среднем равно 2,36; в разрезе II—II — от 0,02 до 2,0 (среднее 0,48).

Частота встречаемости цинка возрастает от 23,5% в центральной до 59% в краевых и фланговых частях зоны пропилитизированных пород. Поведение этого элемента требует дальнейшего изучения, но чаще он присутствует в промежуточных и внешних полосах, как бы окаймляя внутреннюю зону пропилитов. Например, отношение линейной продуктивности Cu:Pb:Zn в разрезе II—II составляет 16:22:1, а в разрезе IV—IV — 1:2,5:2. В последнем случае значительно возраста-

ет доля цинка. В связи с изложенным, а также с учетом резкого снижения частоты встречаемости с глубиной (разрез I—I) и несомненно наметавшейся концентрической зональностью в распределении металла, более высоких значений линейной продуктивности цинка следует ожидать в верхних частях рудоносных зон при их незначительном эрозионном срезе. Не исключается миграция подвижного цинка и на более удаленные по вертикали уровни, где оруденение Pb, Sn, Cu не проявлено в заметных масштабах.

Зональное размещение рудогенных элементов свидетельствует о том, что большинство параметров распределения свинца, меди, олова и сурьмы возрастает от флангов зоны пропилитизированных пород к ее центру и от более эродированных к менее эродированным участкам. Аналогичные закономерности установлены в размещении золотого оруденения и сопровождающих его кварцево-хлорит-серицитовых метасоматитов. Резкое уменьшение с глубиной интенсивности метасоматических процессов и степени рудоносности пород позволяет сделать вывод о том, что изученный участок рудной зоны (блок I) характеризует преимущественно эродированную часть месторождения.

В другой позиции, отражающей незначительный эрозионный срез, находится блок II месторождения (рис. 3). Ряд признаков указывает на присутствие в нем нескрытых рудных тел. Преобладание терригенных отложений чарамойнской свиты, относящихся к верхней литологической пачке пород месторождения, их тектонические контакты со средней рудовмещающей и нижней пачками указывают на грабенообразный характер структуры, слагающей блок II. Резкое затухание гидротермальных изменений и оруденения на границах блока свидетельствует об опускании его в течении пострудного этапа. Участок пропилитизации, связанный с субвулканическим телом липарит-порфира (разрез VI—VI) в пределах блока, представляет поисковый интерес, так как здесь проявлены петролого-геохимические факторы рудоносности подстилающих пород. При исследованиях в альбитизированных липарит-порфирах установлены прожилки и жилы мощностью до 5—7 см, в составе которых наряду с кварцем широко развиты карбонат и хлорит (до 20—25% для каждого). Интенсивная хлоритизация с метасоматическим калишпатом и эпидотом наблюдается в зальбандах указанных прожилков. При пропилитизации бедных основаниями липарит-порфиров возможно значительное развитие карбоната

и хлорита в случае привноса растворами большого количества кальция, магния, окисного и закисного железа. Незначительные по масштабам пропилитовые изменения в экзоконтакте субвулканического тела, расположенного среди мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников, указывают на то, что преобладающая часть оснований поступала из подстилающих пород. Источником рассматриваемых компонентов служили, вероятно, залегающие под песчаниками основные эффузивы казьярской или вулканогенные породы баркольской свит. Вынос кальция, магния, железа происходит при пропилитизации этих пород, что обусловлено особенностями химизма изменений, протекающих в туфоконгломератах рудоносной зоны. Осаждение этих компонентов можно объяснить исходя из концепции вертикальной кислотно-основной дифференциации вещества пород в связи с изменением свойств раствора по пути его движения. Д. С. Коржинский (5) показал, что основные компоненты, выщелоченные в нижних частях потока, по мере понижения кислотности раствора будут «осаждаться в верхних зонах, что выразится в вертикальной зональности гидротермальной колонны». В нашем случае такая зональность проявлена контрастно, так как порода, являющаяся источником оснований, и среда, где они осаждаются, резко отличаются по химическому составу. Минералы со значительным содержанием оснований, распространенные в метасоматитах среди кислых пород, в данном случае следует рассматривать как петрологический индикатор залегающих на глубине пропилитизированных пород основного и среднего составов. Выявлены и геохимические индикаторы рудоносности последних. В липарит-порфирах и песчаниках экзоконтакта установлены концентрации сурьмы—по 0,01%, свинца—0,03 и 0,06%, меди—0,006 и 0,03%, цинка—0,00 и 0,01%, олова—0,03 и 0,06% соответственно. Отношение содержаний $Cu: Pb: Zn$ пропорциональное 3:6:1; высокая (0,3%) концентрация цинка в хлорите характеризует небольшой эрозионный срез, вследствие чего указанную минерализацию следует рассматривать как индикаторную на выявление нескрытого оруденения. Показательно, что пачка кембрийских эффузивов основного состава с линзой мраморов в ближайшем обнажении, расположенном в 60 м к юго-востоку среди более эродированного блока III, пропилитизирована и содержит рудную минерализацию. В измененных мраморах установлены максимальные концентрации элементов: меди—0,1, свинца—0,6, сурьмы—

0,1, олова — 0,3, цинка — 0,01, висмута — 0,006, мышьяка — 0,06% и золота 0,014 г/т. Следовательно, кроме отмеченных рудогенных элементов, в залегающих на глубине пропилитизированных породах следует ожидать и золотое оруденение. Это подтверждается и развитием в липарит-порфирах предшествующего по времени золоторудному комплексу, кварцево-хлорит-серицитового изменения, проявленного в замещении калишпата серицитом. Вследствие экранирования песчаниками карамайноокской свиты, в вулканогенных породах возможно развитие, кроме секущих, также и межпластовых тел. Глубина залегания последних, исходя из видимой мощности песчаников, составляет около 180—200 м. В пределах блока II для выявления оруденения на глубине в первую очередь следует осуществить поисковое бурение на участке, включающем тело липарит-порфиров.

Таким образом, пропилитизированные породы Карабулака содержат комплексное оловянно-полиметаллическое и золотое оруденение. На возможную промышленную оловоносность указывает высокая (25%) частота встречаемости и значительные (до 0,3%) концентрации олова в некоторых пробах. Рудообразование сопровождается формированием эндогенных ореолов рассеяния элементов, являющихся индикаторами оруденения. Закономерная последовательность во времени образования пропилитов, кварцево-карбонатных жил с оруденением свинца, меди, олова, сурьмы, висмута, кварцево-хлорит-серицитовых метасоматитов и золоторудного комплекса, тесная пространственная связь и приуроченность их к одним структурам позволяют использовать указанные типы метасоматитов и сопровождающие их ореолы рассеяния элементов в качестве поискового критерия оловянно-полиметаллического и золотого оруденения в Токайлу-Карабулакском рудном поле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Петрология околорудных измененных пород и их классификация (на примере золоторудных месторождений Средней Азии). «Изв. АН ТаджССР», отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, Душанбе, изд-во «Дониш», 1971, № 2 (40).
2. Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Рабочая комиссия руководителей геохимических экспедиций и партий, вып. 6. М., ИМГРЕ, 1971.

3. Долженко В. Н. Геолого-петрографическая характеристика сиепитового массива Булакашу. В кн. «Щелочные породы Киргизии и Казахстана». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.

4. Казницы Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., изд-во «Недра», 1968.

5. Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. В кн. «Проблемы метасоматизма». (Тр. II конференции по околорудному метасоматизму). М., изд-во «Недра», 1970.

II. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Г. Д. Шмелевич, С. И. Ибадуллаев, А. В. Рабинович

К РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ЗОЛОТА В ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ГОР КАРАТЮБЕ

Значительное число золоторудных проявлений находится в областях развития гранитоидного магматизма. Естественно, что любая новая информация об особенностях распределения золота, особенно в интрузивных породах, представляет интерес для решения ряда проблем металлогении.

Отдельные вопросы геохимии золота разработаны еще в недостаточной степени. В последнее время в связи с резким повышением чувствительности и точности определения золота появляется все больше данных о закономерностях его распределения в породах различного состава, возраста и происхождения.

В некоторых работах (2, 4, 5, 6) показаны черты поведения золота в интрузивных породах и его преимущественное тяготение к железистым минералам (силикаты, окислы, сульфиды), т. е. сидерофильные свойства.

В предлагаемой статье приводятся данные о поведении золота в интрузивных породах и слагающих их минералах различных комплексов Каратюбинских гор (по результатам нейтронно-активационного анализа, проведенного в лаборатории МГ УзССР и ВСЕГЕИ).

Горы Каратюбе являются западным окончанием Зарафшанского хребта и относятся к Зарафшано-Алайской структурно-формационной зоне (1). Вмещающие породы представлены осадочно-метаморфическим комплексом нижнего, среднего и верхнего палеозоя. Интрузивные породы в соответст-

вии со схемой расчленения гранитоидных и сопряженных с ними интрузивов Западного Узбекистана (3) подразделены на следующие комплексы: гранит-порфиров (S), гнейсо-гранитов (аД₁), сиенит-граносиенитов (аС₃), габбро-диоритов (С₃), гранитоидов (С₃—Р₁). Габброидный и гранитоидный комплексы (С₃—Р₁) соответствуют отдельным фазам верхнего палеозоя (4). Гранитоиды этого возраста исследованы сравнительно детально. Средний состав пород данного комплекса представлен в табл. 1.

Таблица 1

Минеральный состав гранитоидов (С₃—Р₁)

Породы	Кварц	Кали-шпат	Плагиоклаз	Биотит	Роговая Обманка	Мусковит	Магнетит	Сфен	Ильменит	Галенит
Диориты	1,5	7,6	73,0	3,4	12,3	—	0,05	0,6	0,5	0,0001
Гранодиориты	19,6	24,5	43,1	7,8	4,6	—	0,01	0,1	—	0,0002
Граниты биотитовые	17,4	26,8	47,1	6,3	1,2	—	0,01	0,5	0,03	0,0001
Граниты двуслюдяные	30,5	32,1	21,9	3,4	—	4,8	0,01	—	0,05	0,0007

Перечисленные породы отличаются нормальным минеральным составом для соответствующих их типов и (что характерно) очень малым количеством или полным отсутствием магнетита. Распределение золота в них и минералах показано в табл. 2, 3.

При этом установлены следующие закономерности.

1. В палеозойских интрузивных комплексах фиксируется повышенное содержание золота.

2. Позднепалеозойские гранитоиды характеризуются резко пониженным количеством золота (0,0005—0,0010 г/т), что в 3—4 раза ниже его кларка в аналогичных породах земной коры (Виноградов, 1962).

Таблица 2

Распределение золота в породообразующих минералах гранитоидов
позднепалеозойских комплексов гор. Каратюбе (п. 10⁻⁸%)

Породы	Содержание в породе*	Содержание в минералах**							
		кварц	кальциевый полевой шпат	плагиоклаз	биотит	роговая обманка	мусковит	ильменит	магнетит
Диориты	$\frac{3-9}{4,7}$ (12)	$\frac{2}{0,6}$ (4)	$\frac{5}{8,5}$	$\frac{6}{85,1}$	$\frac{38}{2,1}$	$\frac{10}{2,1}$	Отс.	$\frac{10}{1,0}$	Отс.
Гранодиориты	$\frac{6-13}{10,5}$ (18)	$\frac{6}{9,5}$ (5)	$\frac{14}{28,5}$	$\frac{9}{38,0}$	$\frac{28}{19,0}$	$\frac{11}{4,7}$	Отс.	Отс.	Отс.
Граниты биотитовые	$\frac{7-14}{10,4}$ (17)	$\frac{10}{16,3}$ (7)	$\frac{7}{17,3}$	$\frac{11}{48,0}$	$\frac{26}{15,3}$	$\frac{23}{2,9}$	Отс.	Отс.	Отс.
Граниты двуслюдяные	$\frac{7-12}{9}$ (16)	$\frac{6}{22,2}$ (5)	$\frac{8}{33,3}$	$\frac{8}{22,2}$	$\frac{33}{11,1}$	$\frac{12}{66}$	Отс.	Отс.	Отс.
Кварцевые жилы (из зон щелочного метасоматоза в гранитах)	0,123 г/г								

* В числителе — пределы колебания содержаний; в знаменателе — средние значения; в скобках — количество анализов.

** В числителе — содержание золота; в знаменателе — количество золота, приходящееся на минерал; в скобках — количество анализов.

Содержание золота в различных интрузивных комплексах

Комплексы	Кол-во анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание
Гранит-порфиры (S)	1	—	0,094
Гнейсо-граниты (aD)	4	0,0014—0,040	0,006
Сиенит-граносиениты (aC ₃)	6	0,0010—0,0088	0,0057
Кварц из обломков в известняках (D ₁)	1	—	3

3. Концентраторами золота являются железистые минералы, главным образом, биотит — самый распространенный темноцветный минерал и роговая обманка. Значительно меньшее количество его концентрируется в полевых шпатах и кварце.

4. Основная масса золота (60—80%) приходится на полевые шпаты гранитоидов. Темноцветные компоненты и кварц в балансе этого элемента не имеют существенного значения.

5. Приведенные средние содержания золота в породообразующих минералах несколько отличаются от опубликованных в литературе. Так, если концентрации золота в кварце, полевых шпатах и биотите несколько ниже или близки к данным Ю. Г. Щербакова (в кварце — 0,0017, полевых шпатах — 0,0033, биотите — 0,004 г/т), то в амфиболах они значительно выше, чем это показано для Чаткальской зоны И. К. Давлетовым (2).

6. В кварцах пород различных фаз позднепалеозойского гранитоидного комплекса намечается тенденция к возрастанию количества золота к концу интрузивного процесса, что не отмечено пока для других минералов.

7. Хотя в гранитоидах (C₃—P₁) не устанавливается геохимическая специализация на золото, кварцевые жилы золотоносны.

8. Полученное среднее содержание золота по породообразующим минералам позволяет в определенной мере вскрыть закономерности распределения его в процессе становления интрузивных пород, а среднее содержание, полученное для пород в целом, по-видимому, отражает специфику металлургических эпох.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алферов Г. Ю. и др. Тектоническая карта Узбекской ССР. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1967.
2. Давлетов И. К. Оценка содержания золота в главных породообразующих минералах. ДАН СССР, т. 190, 1970, № 6.
3. Исох Э. П. и др. Схема расчленения гранитоидов Западного Узбекистана. ДАН СССР, т. 200, 1971, № 3.
4. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
5. Шилин Н. Л. Становление миоценовой формации габбро-гранодиоритов Центральной Камчатки и распределение золота в магматических образованиях этого района. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
6. Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентраций золота в рудных провинциях. М., изд-во «Наука», 1967.

Н. П. Холопов, Ю. А. Аверин

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И РУД КАК КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ВЕЛИЧИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА КУРАМЫ

Месторождения приурочены к широким площадям гидротермально измененных пород, среди которых выделены пропититы, кварцево-карбонат-серпичитовые метасоматиты, вторичные кварциты и аргиллизиты (1, 2, 10, 12, 13).

Пирит—распространенный минерал на всех рассматриваемых месторождениях. Образуется в широком диапазоне метасоматических околорудных и рудных процессов и, как правило, представлен несколькими генерациями.

Наиболее ранняя связана с пропилизацией вмещающих пород и формируется при изменении темноцветных минералов. Зерна этого пирита часто тесно сращены с измененными пироксеном, амфиболом, биотитом, хлоритом, мусковитом и отличаются простой формой (кубическая, реже октаэдрическая, пентагондодекаэдрическая, изредка комбинация этих форм) и более крупным размером (0,001—5 мм). Кристаллы его часто имеют зональное строение, что обусловлено наличием закономерно размещенных включений нерудных минералов (9). Для наружных зон характерно агрегатное строение; центральная часть представлена идиоморфным кристаллом,

Золото в этой генерации пирита полуколичественным спектральным анализом не улавливается. Пробирным анализом в пирите внутренних частей зоны пропилитов (кварцево-серицит-карбонат-хлоритовая подзона) фиксируются его следы. Исключение составляет пирит более высокотемпературных пропилитов Чадакского рудного поля, где в промежуточной их подзоне (альбит-карбонат-хлоритовой) оно фиксируется до 0,2 г/т, а в альбит-серицит-карбонатной и кварцево-серицит-карбонатной значительно повышается.

Серебро присутствует в пирите также в незначительном количестве — от 3 до 13 г/т, в Чадакском рудном поле во внутренних частях зоны пропилитов его содержание увеличивается до 257 г/т и в среднем составляет 74 г/т. Отношение золота к серебру весьма высокое, однако в пирите внутренних фаций пропилитов оно уменьшается до 1:3.

Медь содержится заметно в больших концентрациях и в более широких интервалах (0,001—0,1⁰/₀). Однако среднее содержание меди для Чакмакташского и Учкызского месторождений составляет 0,033⁰/₀, для Кочбулакского 0,044⁰/₀.

Свинец в одинаковых количествах (0,02⁰/₀) устанавливается в пирите-I Чакмакташского, Учкызского и Чадакского месторождений, на Кочбулакском — содержание его в среднем ниже (0,01—0,001⁰/₀), чем на остальных месторождениях, в рудных телах которых галенит присутствует в меньших количествах. Таким образом, чем больше самостоятельных зерен галенита в рудных телах, тем меньше свинца в пирите-I и наоборот.

Цинк в пирите-I Кочбулакского умеренносulfидного месторождения в большинстве проб не устанавливается (лишь единичная проба показывает содержание 0,01⁰/₀); на Чакмакташском он фиксируется в пределах 0,02—0,05⁰/₀, на Чадакском — 0,01—0,1⁰/₀, на Учкызском падает до 0,006⁰/₀. Следовательно, для распределения цинка в пирите-I характерна та же закономерность, что и для распределения свинца.

Из элементов группы железа марганец в пирите-I всех месторождений встречается примерно в одинаковых количествах. Несколько иные соотношения установлены для титана: в пирите Кочбулакского, Учкызского и Чадакского месторождений он присутствует в среднем в сотых долях процента (0,03⁰/₀), Чакмакташского — в десятых долях (0,4⁰/₀). Наблюдается резкое преобладание кобальта над никелем, а в пирите более глубинных месторождений (Кочбулак, Чадак) никель спектральным полуколичественным анализом не

улавливается, что, по-видимому, объясняется выносом значительной его части из решетки кристаллов пирита вследствие процессов метаморфизма на заключительных стадиях пропилитизации. Этому также способствовало температурное воздействие внедрявшихся позднее субвулканических и дайковых тел среднего и кислого составов на вулканы.

Наиболее низкие (0,1—0,03%, в среднем 0,04%) концентрации мышьяка устанавливаются для Кочбулакского и повышенные (0,1—0,6%) для Чадакского, Учкызского и Чакмакташского месторождений.

Сурьма не является характерным элементом пирита пропилитизированных пород. На Чакмакташском месторождении она спектральным анализом не улавливается, на Кочбулакском (0,03%) и Чадакском (0,п%) фиксируется в единичных пробах.

Висмут (0,001—0,004%) присутствует лишь в пирите Кочбулакского и Учкызского месторождений.

Теллур (0,0004%) и селен (0,0007—0,0011%) определялись химическим анализом только на месторождениях Кочбулак и Чадак. Содержание бария и стронция в пирите всех месторождений устанавливается в первых сотых долях процента (0,01—0,03%), бериллия — менее 0,001%; в переменных количествах содержатся натрий, магний, кальций и кремний.

Пирит второй генерации, генетически связанный с формированием кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов, по морфологическим признакам и особенностям распределения элементов-примесей во многом сходен с пиритом-I. Отличается более мелким размером зерен и ассоциацией не только с измененными темноцветными минералами, но и нахождением внутри псевдоморфоз серицита по полевым шпатам. Отмечаются случаи псевдоморфного замещения им апатита.

Золото в пирите-II внешних подзон (хлорит-альбит-серицит-карбонатной и мусковит-серицит-карбонатной) спектральным анализом не улавливается. В пирите-II внутренних фаций (кварцево-адуляр-серицитовая подзона) кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов его концентрация составляет 0,001%. С приближением к рудным телам содержание золота увеличивается до 0,003%.

Серебро находится в прямой корреляционной связи с золотом. В пирите внешних подзон метасоматитов его содержится 0,0001—0,0006%. Причем нижний предел характерен для метасоматитов, удаленных от рудных залежей. При по-

явлении в пирите промежуточных подзон кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов 0,001‰ золота концентрация серебра в нем увеличивается на один порядок (0,004—0,006‰). Во внутренней части зоны описываемых метасоматитов она возрастает с 0,006‰ до 0,01‰ при повышении содержания золота от 0,001 до 0,003‰. Устанавливается, чем мощнее рудное тело, тем шире ореол с повышенным содержанием серебра и золота в пирите-II. С глубиной в пирите внутренних зон метасоматитов содержание серебра сначала увеличивается, а затем падает до 0,0001‰.

Аналогичные особенности характерны для распределения свинца, цинка и меди в пирите-II: по сравнению с пиритом-I из пропилитизированных пород концентрация в нем этих элементов на один порядок выше.

Свинец в пирите внешней части зоны метасоматитов (хлорит-альбит-серицит-карбонатная, мусковит-серицит-карбонатная, серицит-карбонатная подзоны) фиксируется в количестве 0,02—0,06‰, во внутренней (кварцево-адуляр-серицитовая, кварцево-карбонатная и кварцево-серицитовая подзоны) его содержание увеличивается от 0,06 до 0,6‰.

Цинку и меди присущи те же особенности распределения, что и свинцу. В пирите-II внешних подзон метасоматитов первый устанавливается в пределах 0,002—0,008‰, вторая—0,008—0,03‰; с приближением к золотоносным кварцевым жилам (кварцево-адуляр-серицитовая, кварцево-серицитовая и кварцево-карбонатная подзоны) их содержания повышаются от 0,1 до 0,6‰ и от 0,01 до 0,3‰ соответственно.

Элементы группы железа в пирите-II внешних частей кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов встречаются в тех же количествах, что и в пирите-I из пропилитов. Однако с приближением к рудным телам концентрации их заметно увеличиваются: кобальта—от 0,01 до 0,06‰, титана—от 0,1 до 0,6‰, для никеля и марганца они колеблются в тех же пределах. Это, возможно, указывает на присутствие их в пирите-II не только в качестве изоморфных примесей, но и в виде минеральных включений.

Металлоидные и металлогенные элементы (As, Sb, Bi, Se, Te) в пирите-II кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов преимущественно характеризуются постоянными, почти неизменными величинами—мышьяк устанавливается в количестве 0,3—0,6‰ (в единичных пробах пирита его содержание достигает 1—2‰), сурьма—от 0,01 до 0,04‰, висмут встречается в единичных пробах, отобранных в непосредст-

венной близости от рудных тел, содержание селена составляет в среднем 0,003, теллура 0,0006%.

Наблюдаемая дисперсия в содержании серебра, меди, свинца, цинка, теллура, постепенное увеличение их концентраций в пирите-II по мере приближения к сульфидно-кварцевым жилам свидетельствует, по-видимому, о том, что они присутствуют в нем в виде минеральных включений (изомеоструктурных и гетероструктурных примесей; 3).

Золото-серебряное отношение в пирите-II в целом значительно ниже, чем в пирите-I из пропильтизированных пород. Однако оно не остается постоянным в разрезе вертикальной метасоматической колонки. В пирите-II убогосульфидных месторождений оно уменьшается от менее глубинных к более глубинным: на Чакмакташском 1:6, на Чадакском 1:3,7, на умеренно-сульфидном Кочбулакском 1:10 и более.

Пирит третьей генерации широко распространен в золоторудных кварцевых жилах. В отличие от пирита-I и II его кристаллам свойственны более сложные формы — сочетание кубов с пентагондодэкаэдрами и октаэдрами. Максимальные его концентрации приурочиваются к зальбандам жил, где он образует гнезда размером до 80 см и рассеянную вкрапленность зерен до 0,3—2,5 мм. Кристаллы часто имеют зональное строение, что обусловлено наличием включений кварца и других минералов в определенных зонах.

Описываемая генерация пирита в Чадакском рудном поле ассоциирует с золотом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, стефанитом, киноварью и очень редко с теллуридами (гессит, креннерит); на Кызылалмасайском месторождении — с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, тенантитом и золотом; на Кочбулакском — со многими рудными минералами, чаще всего с халькопиритом, тетраэдритом, галенитом, сфалеритом, изредка — с золотом и теллуридами; на Чакмакташском — с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и сульфосолями; на Учкызском — с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и молибденитом.

Содержание золота и его элементов-спутников в пирите-III различных горизонтов месторождений и их рудных тел неодинаковое. Оно зависит от состава минеральной ассоциации, особенностей минеральной зональности и других причин.

Максимальное содержание золота и серебра характерно для пирита Чадакского рудного поля. Причем на участке № 2 максимальная концентрация золота и серебра во много раз выше, чем в пирите-II; значительно больше и средняя величина их содержаний. Отношение золота к серебру 1:1,6. На участке № 1, отличающимся большей глубиной формирования, содержание указанных элементов в 4—5 раз выше, а их соотношение меняется до 1:2.

На Кочбулакском месторождении в пирите-III концентрации золота и серебра в 2—3 раза, а на Чакмакташском, Учкызском и Кызылалмасайском во много раз ниже, чем на Чадакском. Это объясняется тем, что роль осадителей золота здесь, помимо пирита, выполняют другие минералы (блеклые руды, халькопирит, галенит, сфалерит и др.).

Намечаются определенные закономерности в распределении золота и серебра и изменение их соотношения в пирите в вертикальном разрезе месторождений: в Чадакском рудном поле от поверхностных к глубинным горизонтам содержания этих элементов постепенно повышаются.

Концентрация золота и серебра в пирите-III Кочбулакского месторождения значительно ниже, чем на Чадаке, но особенности их распределения по мере увеличения глубины аналогичны.

На Чакмакташском месторождении максимальное количество золота в пирите наблюдается в центральной, минимальное — в лежащей части кварцевых жил. В целом содержание его значительно более низкое, чем на Чадакском и Кочбулакском.

В пирите-III Учкызского месторождения этих элементов еще меньше. Как известно, на разведанных горизонтах этого объекта подсечены преапикальные части метасоматической колонки (кварцево-серицит-пирофиллитовая фация вторичных кварцитов). Следовательно, есть основания полагать, что глубокие горизонты могут оказаться перспективными на золото. Аналогичный вывод можно сделать и в отношении Кызылалмасайского месторождения (диапазон развития вторичных кварцитов), где пириты разведанных приповерхностных горизонтов отличаются самым низким содержанием золота и серебра.

По сравнению с пиритом-I и II рассматриваемая генерация содержит золото и серебро в значительно большем количестве. Минералогическими и другими методами

установлено, что в пиритах пропилитов и кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов встречается главным образом тонкодисперсное золото. В пирите рудных жил оно обнаружено преимущественно в аналогичной форме, но иногда встречается и самородное или входящее в состав включений золотосодержащих минералов (4, 9, 10).

Элементы-примеси Co, Ni, Mn, Ti, As, Se, Cu, по-видимому, изоморфно входят в кристаллическую решетку пирита-III (3, 5). Однако в пирите внутренних зон кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов и рудных тел некоторые из них (Ti, Cu, As) содержатся в количестве, превышающем изоморфную емкость кристаллической решетки пирита. Поэтому указанные элементы вероятнее всего входят в состав минеральных соединений, находящихся в нем в виде сингенетичных и эпигенетичных включений. При этом характерно увеличение концентрации Co от приповерхностных к более глубоким горизонтам месторождений (Кочбулак). Содержание же никеля с глубиной уменьшается, на что указывали многие исследователи (8, 11). Такое соотношение концентраций Co и Ni в пирите может служить индикатором степени глубинности и эрозионного среза месторождений.

Содержание остальных элементов (Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Bi и др.) резко колеблется, что дает нам основание, как и многим предыдущим исследователям (9, 10), считать их составными частями микровключений минералов в пирите (галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, теллуриды и др.). Концентрации этих элементов в пирите золоторудных жил во много раз выше, чем в пирите кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов и пропилитов.

Интересной представляется закономерность изменения золото-серебряного отношения в пирите-III убогосульфидных месторождений. Для менее глубинного из них (Кызылалма-сайского) с развитыми кварцево-алунитовыми, кварцево-каолинитовыми и монокварцевыми вторичными кварцитами соотношение золота к серебру равно 1:2,4. В Чадакском рудном поле 1:1,6—1:2. На Учкызском месторождении, где вторичные кварциты представлены пиррофиллит-серицитовыми, серицитовыми и карбонат-серицитовыми фациями, соотношение золота и серебра в пирите повышается до 1:5. На Чакмакташском в современном эрозионном срезе наблюдается более глубинная гидрослюдитовая фация кварцитов, поэтому оно увеличивается до 1:8. Для наиболее глубинного умеренносульфидного Кочбулакского месторождения в пирите се-

ребро значительно преобладает над золотом (1:33). Таким образом, устанавливается зависимость величины золото-серебряного соотношения в пирите-III от глубинного уровня рудных тел, которая, как и отношение $Co:Ni$, может указывать на относительную глубину формирования месторождений, степень их эрозии и положение руд.

Проследим характер изменения этого соотношения в пирите умеренно- и убогосульфидных месторождений в вертикальном разрезе. На поверхностных горизонтах рудных тел Кочбулакского месторождения (кварцево-полисульфидная с теллуридами формация) оно превышает 1:100, на горизонте 1200 м — 1:111, 1160 м — до 1:7 (в среднем по месторождению 1:33), т. е. с глубиной отношение золота к серебру уменьшается, что характерно в целом и для валовых проб из руд (6). В Чадакском убогосульфидном рудном поле концентрация этих элементов с глубиной также уменьшается, однако их соотношение ввиду прямопропорционального падения содержания остается неизменным. Причина этих различий объясняется, по-видимому, неодинаковыми физико-химическими условиями формирования золоторудных минеральных ассоциаций (7).

В целом величина золото-серебряного отношения в пирите зависит от минерального состава золоторудных формаций. Максимальное отношение этих элементов наблюдается на умеренносульфидном месторождении Кочбулак. По мере уменьшения в рудах роли галенита, сфалерита, минералов серебра оно постепенно уменьшается (убогосульфидные месторождения Чакмакташ, Учкыз, Кызылалма, Чадак).

Относительная степень глубинности близповерхностных месторождений устанавливается также по особенностям распределения в пирите-III элементов-примесей. В более глубинных (Кочбулак, Чакмакташ) для пирита-III характерна большая концентрация меди, свинца, цинка, селена и теллура; в десятитысячных долях процента в нем на нижних горизонтах рудных тел присутствуют молибден, олово. Лишь в пирите Кочбулакского месторождения устанавливаются кадмий (0—0,03%) и индий (0—0,02%). Содержание мышьяка на этих объектах достигает 1%, тогда как на Чадакском и Учкызском его максимальные концентрации составляют лишь десятые доли процента, а на Кызылалмасайском наблюдаются только следы. Наибольшее количество висмута встречается в пирите нижних горизонтов рудных тел Кочбулакского золоторудного месторождения.

Достаточно четко устанавливается зональность в распределении элементов-примесей в пирите-III по падению рудных тел и на каждом месторождении. Так, в пирите верхних горизонтов кварцево-сульфидных жил Кочбулака содержание меди и цинка составляет 0,1, свинца 0,2%; с глубиной их количество заметно возрастает. Сверху вниз увеличивается также концентрация мышьяка, висмута. Никель в пирите-III апикальных частей жил спектральным анализом не улавливается, на штольневом горизонте 1200 м его средняя концентрация равна 0,0005%, а на горизонте 1160 м — 0,00001%. Содержание кобальта с глубиной заметно увеличивается. В этом же направлении возрастает и кобальт — никелевое отношение. Олово, молибден, кадмий и индий улавливаются лишь в пирите глубоких уровней рудных тел месторождения.

Сравнительный анализ пиритов из околорудноизмененных пород и рудных тел близповерхностных месторождений Приташкентского района позволяет сделать следующие выводы.

1. На всех рассмотренных месторождениях намечаются морфологические отличительные признаки пирита, пропилитов, кварцево-карбонат-серицитовых метасоматитов, золоторудных тел. Для пирита околорудноизмененных пород характерны простые формы кристаллов и зерен, заметно усложняющиеся в направлении от пропилитов к кварцево-карбонат-серицитовым метасоматитам. Пирит золоторудных тел обладает преимущественно сложными формами зерен (комбинации кубов с пентагондодекаэдрами и реже — октаэдрами).

Отличительная особенность пирита-III более глубоких приповерхностных месторождений Западно-Кураминского района — повышенное содержание золота, серебра, а также меди, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и висмута.

Пириты собственно приповерхностных месторождений характеризуются заметно меньшим набором элементов-примесей. Концентрация их в пирите-III обычно выше на один порядок и более, чем в пиритах-I и II.

2. Наблюдается постепенное увеличение концентраций золота и его элементов-спутников (Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb и др.) в пирите от внешней к внутренней подзонам метасоматитов, в целом в метасоматической колонке — от пропилитов к кварцево-карбонат-серицитовым метасоматитам и рудным телам. В пирите околорудноизмененных пород в большом количестве устанавливаются петрогенные элементы.

3. Содержание золота и его элементов-спутников в пирите золоторудных тел неодинаково и зависит от физико-химических условий его кристаллизации. В нем содержатся повышенные примеси элементов, входящих в состав сингенетичных с ним (пиритом) минеральных ассоциаций.

Определенные концентрации элементов-примесей в пирите различных горизонтов рудных тел могут служить индикатором состава минеральных ассоциаций тех или иных глубинных уровней месторождений.

4. Определенная закономерность в распределении элементов-примесей наблюдается по падению рудных тел, что отражает их вертикальную минеральную зональность. На глубинных уровнях месторождений для пирита характерно более высокое содержание Co, As, Cu, Zn, Bi, Sn. В верхних горизонтах рудных тел чаще встречаются Sb, Hg и др. Эту особенность пирита можно использовать для выявления степени эрозии месторождений и их относительной глубинности.

5. Сопоставление данных о распределении элементов-примесей в пиритах различных близповерхностных месторождений дает возможность различать степень глубинности каждого из них. Наиболее четкий отличительный признак их глубинности — величина золото-серебряного и кобальт-никелевого отношений, которая непостоянна на всех месторождениях и на различных глубинных уровнях рудных тел. Она меняется в пирите на каждом месторождении с глубиной и по мере удаления от рудных тел в горизонтальном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверин Ю. А. О гидротермально измененных породах как индикаторах скрытого золотого оруденения. В кн. «Критерии рудоносности метасоматитов (материалы к симпозиуму)». Алма-Ата, ИГН КазССР, 1969.

2. Аверин Ю. А. О метасоматической зональности в измененных породах некоторых золоторудных месторождений вулканогенных формаций. В кн. «Геология, петрология, минералогия эндогенных месторождений Средней Азии». М., изд-во «Недра», 1972.

3. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды. В минералог. сб. Львовского гос. ун-та, вып. 1, 1967, № 21.

4. Бадалов С. Т. О причинах возникновения концентраций золота в сульфидных минералах. «Узб. геол. ж.», 1972, № 2.

5. Бадалова Р. П., Маркова Э. 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 Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1969.

6. Волейшо С. О. и др. Геология Кочбулакского рудного поля. В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана», Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1969.

7. Королева Н. Н. О связи величины серебряно-золотого отношения с минеральными ассоциациями. «Геохимия», 1971, № 3.

8. Китаев Н. А., Нестерова А. А., Саракулова В. Н. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в пиритах и коллективной фракции из ореолов Балейского золоторудного поля. В кн. «Вопросы геологии месторождений золота». Материалы II конференции по изучению месторождений золота Сибири. Изд-во Томского ун-та, 1970.

9. Маркова Э. А. Минералого-геохимические особенности золоторудных жил Кочбулакского рудного поля. В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1969.

10. Монсеева М. И. Минералогия Кураминского хребта. Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1969.

11. Овчинников Л. Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В тр. «Химия земной коры», т. II. М., изд-во «Наука», 1964.

12. Холопов Н. П. Околорудные измененные породы и их рудоносность на золоторудном проявлении (Приташкентский район). Метасоматизм и рудообразование. Краткие тезисы к конференции. Л., ВСЕГЕИ, 1972.

13. Холопов Н. П. и др. Зональность на месторождениях золота Приташкентского района и значение ее при поисках и оценке оруденения. В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». (Тезисы докладов и сообщений к совещанию). М., Изд-во АН СССР, 1972.

**ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК ГЛАВНАЯ ФОРМА
В РАЗВИТИИ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ ***

Проблема зональности имеет, на наш взгляд, огромное значение в развитии природных процессов. Зональность определяет внутреннее строение всего материального мира. Вследствие этого, по-нашему мнению, одной из важнейших проблем, имеющих методологическое значение в исследовании природных явлений и прежде всего в геологии, должна быть проблема «зональности».

В результате исследований горно-складчатых систем Тянь-Шаня и Памира выяснилось, что всюду наблюдаются признаки зональности. Благодаря этому и возникло определенное и вполне обоснованное представление о том, что зональность, по-видимому, всеобщее явление.

Действительно, материальный мир развивается по принципу «зональности», в основе которого, очевидно, лежит всеобщий закон всемирного тяготения и закон «периодичности». На самом деле, если вдуматься в состояние и внутреннее строение природных образований от атома до Вселенной, то в этом можно убедиться. Вселенная, в том числе одна из планет ее солнечной системы Земля, характеризуется зональным строением. Зональное строение имеет и земная кора, ее отдельные участки, а также более мелкие ее части (интрузивные тела, пегматиты, зоны скарнов и гидротермального метаморфизма, рудные месторождения, отдельные минералы) и, наконец, атом.

Общезвестно, что атом имеет классически выраженное зональное строение; он состоит из ядра и электронных оболочек, расположенных в несколько слоев с различным количественным и качественным соотношением электронов. Зональное расположение электронов в каждом атоме, естественно, вытекает из природы материи: разные же группы электронов обладают неодинаковой энергией связи.

Интересно рассмотреть строение Вселенной, в частности нашей солнечной системы. Ядром этой системы, как известно, является Солнце, вокруг которого в последовательной зональности расположены планеты: Меркурий, Венера, Марс,

* Статья публикуется в порядке дискуссии. По настоянию автора печатается в том виде, в каком была представлена.

область астероидов, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон.

Таким образом, на двух классических примерах убедительно доказывается зональная природа всего материального мира и, соответственно, огромное значение приобретает проблема «зональности», которая способствует правильному пониманию сущности известных и еще неизвестных природных явлений и решению таких важных вопросов, как происхождение планет Солнечной системы и многих закономерностей общего и частного характера всего материального мира, в том числе нашей планеты.

Однако увлекаться мировой материей не следует, это не входит в задачу настоящей статьи. Необходимо разобраться по возможности в особенностях строения нашей планеты и ее отдельных зон, в частности земной коры, имеющей большое значение при решении практических задач, например, металлогенических и прогнозных построений.

Земная кора, как и сама планета в целом, а также другие природные процессы развиваются в определенной последовательности в пространстве и времени. В ходе историко-геологического развития земной коры главные геологические формы (геосинклинальная, платформенная и др.) возникают неоднократно, периодически, но всегда с новыми качественными и количественными показателями.

Одна и та же форма развития, например, геосинклинали, возникающие в определенной части земной коры в конкретном геологическом цикле (горно-складчатые системы Урала и Тянь-Шаня), по характеру формирования и особенностям слагающих их геологических формаций, существенно отличаются друг от друга. Следует отметить, что различаются не только отдельные геосинклинальные или платформенные области; даже одна определенная форма (например, отдельная геосинклиналь) также неодинакова в отдельных частях по характеру магматизма, осадконакопления или по геоструктурным особенностям.

Геологические процессы протекают по специфическим законам.

Всеобщий закон или закон первого порядка или, как мы условно его называем, «закон периодичности» геологических процессов характеризует развитие земной коры в целом. Как всякий закон, он нуждается в конкретной формулировке, которую нужно было бы выразить в следующем: «Если все геологические процессы (тек-

тонические, магматические и др.) рассматривать по циклам, то обнаруживается повторение свойства». Свойства простых геологических тел, форма и их качества находятся в периодической зависимости. Это, очевидно, и определяет главную сущность закона «периодичности».

Закон «периодичности» охватывает ряд законов второго порядка, соответствующих относительно конкретным процессам, например, развитию геосинклинальных областей платформ и т. д. Эти законы в свою очередь содержат относительно частные законы или законы третьего порядка, отражающие еще более конкретные процессы (осадконакопление, тектогенез, магматизм, рудообразование и т. д.). Таким образом, закон «периодичности» состоит из нескольких порядков, соответствующих различным геологическим процессам.

Как показывают наблюдения, периодическое развитие земной коры и последовательность проявления геологических процессов в мобильных, геологически активных областях выражается в зональном строении отдельных горно-складчатых систем, сложенных определенными стратиграфо-литологическими, магматическими и соответственно металлогеническими комплексами. Классическими примерами поясно-зонального или ступенчато-блокового строения геосинклинальных областей может служить Средняя Азия.

Горные сооружения Средней Азии состоят из двух крупных самостоятельных складчатых систем—Тянь-Шаня и Памира.

В пределах Средней Азии находится западная часть Тяньшаньской складчатой системы, простирающейся в широтном и субширотном направлениях. По геолого-структурному строению Западный Тянь-Шань неоднороден; он включает несколько региональных подразделений, выделенных в свое время Д. В. Наливкиным, В. А. Николаевым и др. Так, в основе сводного стратиграфического разреза Западного Тянь-Шаня залегают докембрийские гранито-гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы (северная часть Тянь-Шаня). Выше следуют мощные нижнепалеозойские флишеидные, частью кремнистые, карбонатные и другие осадки; затем — преимущественно карбонатные отложения среднего палеозоя и обломочные, местами вулканогенные образования верхнего палеозоя (южная часть Тянь-Шаня). Крайняя южная часть горно-складчатых сооружений Средней Азии существенно отличается от Тянь-Шаня. В ее пределах развиты послегерцин-

ские тектоно-магматические комплексы, в том числе крупные мезозойские гранитные батолиты (Памир).

Таким образом, горно-складчатые сооружения Средней Азии в геологическом отношении имеют отчетливо выраженное поясное зональное строение, а в структурном — блоково-ступенчатое. Исходя из этих особенностей, в пределах восточной части Средней Азии выделяются следующие региональные пояса или геолого-структурные блоки: Северо-Тяньшаньский (каледониды), Южно-Тяньшаньский (герциниды) и Памирский (герциниды и послегерциниды). При этом Южно-Тяньшаньский блок по отношению к Памиру и Северному Тянь-Шаню представляет грабен, зажатый между двумя крупнейшими глубинными разломами: главнейшим Тяньшаньским на севере и Вахшским на юге. Северо-Тяньшаньский блок соответствует горсту, южная часть которого эродирована более значительно, чем северная.

Геологическое строение всех перечисленных региональных поясов-блоков неоднородно: каждый пояс имеет несколько зон и состоит из двух ветвей (северной и южной), обладающих специфическими особенностями. Северо-Тяньшаньский подразделяется на две крупные составные части, различающиеся по характеру проявлений тектоно-магматических процессов в пространстве и времени.

Северная ветвь Северного Тянь-Шаня — отчетливо выраженная зона активизации. Здесь на каледонское основание, имеющее сложное геологическое строение, наложены герцинские тектоно-магматические процессы, обусловившие образование мощной толщи осадочно-вулканогенных формаций и проявление довольно крупных послебатолитовых кислых и щелочных интрузий. Сама ветвь также неоднородна и подразделяется на ряд региональных геологических зон.

Южная ветвь Северного Тянь-Шаня является относительно устойчивой частью каледонид. В каледонский период складкообразование сопровождалось длительным и интенсивным магматизмом. В среднем—верхнем палеозое осадкообразование и вулканизм были менее значительными, чем в северной части.

Среди магматических пород преобладают гранитоиды каледонского возраста; послебатолитовые герцинские интрузии проявлены слабо, но тем не менее они значительно осложняют петролого-металлогеническую обстановку. Эта ветвь также подразделяется на многочисленные регионально-геологические зоны.

Не менее отчетливо выражено зональное строение Южно-Тяньшаньского пояса герцинид, расположенного к югу и юго-западу от главной структурной линии Тянь-Шаня и сложенного осадками среднего и верхнего палеозоя, которые широко прорываются герцинскими интрузиями преимущественно кислого ряда.

В геолого-структурном отношении Южно-Тяньшаньский пояс также имеет зональное строение и состоит из северной и южной ветвей. Северная территориально граничит с южной ветвью Северо-Тяньшаньского пояса (типичными каледонидами) и резко отделяется от последнего крупным глубинным разломом. Она обладает специфическим геолого-структурным строением.

В ее пределах значительно распространена мощная толща карбонатной формации, широко развиты средне- и верхнепалеозойские вулканогенные образования, слагающие ряд герцинских брахискладок. Довольно интенсивно проявлен глубинный магматизм гранитоидного ряда повышенной основности, а также гипабиссальные кислые и щелочные породы.

Южная ветвь Южного Тянь-Шаня характеризуется своеобразными геолого-структурными особенностями: здесь широко развита мощная толща осадочно-метаморфических образований силура-девона; преобладают интрузивные фации герцинского магматизма гранитоидного ряда и др.

В палеозое регион (кроме Гиссара) испытывал длительное прогибание, что обусловило накопление мощной флишовой толщи и слабое развитие вулканогенных образований.

Для этой части орогена характерна линейная складчатость, образованная структурами широтного и субширотного простираний.

Памир — составная часть огромного геосинклинального пояса азиатского материка — представляет собой зону, где сходятся мощные складчатые сооружения Кузнь-Луня и Каракорума и, соответственно, состоит из двух ветвей — северной и южной. Северо-Памирская ветвь — область слабых послегерцинских тектоно-магматических процессов, наложенных на ороген; Южно-Памирская — территория сильнейших послегерцинских тектоно-магматических образований с развитием мезозойских батолитов.

Все выделенные регионально-геологические ветви каждого пояса, как было отмечено, также имеют зональное строение и, в свою очередь, подразделяются на соизмеримые ре-

гиональные зоны, которые вырисовываются как относительно однородные блоки орогена, различающиеся по качественным и количественным показателям геологической обстановки (Алайская, Туркестанская, Зарафшанская и Гиссарская зоны).

Наиболее четко зональность горно-складчатых сооружений Средней Азии показана на примере размещения пегматитов. В результате анализа геологических обстановок большой территории установлена отчетливо выраженная зональность в размещении пегматитовых плесей Западного Тянь-Шаня и Памира. Все это дало возможность выявить количественные и качественные закономерности в региональном распределении различных типов пегматитов.

Выделенные нами пегматитоносные пояса — Северо-Тяньшаньский, Южно-Тяньшаньский и Памирский — резко отличаются друг от друга по степени пегматитоносности (количественно) и типам рудных пегматитов (качественно). Так, на площади каледонского пояса развиты пегматиты преимущественно низших типов — простейшие и простые; очень ограничено распространены пегматиты высших типов.

На площади же Памирского пояса устанавливается широкое распространение высших типов пегматитов, связанных с мезозойскими тектоно-магматическими комплексами.

Южно-Тяньшаньский пояс, образованный герцинскими тектоно-магматическими комплексами, занимает промежуточное положение и является как бы переходным от пояса развития низших типов (каледонида) к поясу развития высших типов (послегерцинида). Таким образом, устанавливается возрастающая степень пегматитоносности гранитов от более древних к более молодым. Соответственно этому территория горно-складчатых сооружений Средней Азии в отношении размещения пегматитов имеет резко выраженную региональную зональность первого порядка, т. е. устанавливается региональный эволюционный ряд пегматитовых образований.

При переходе от Северного Тянь-Шаня через Южный Тянь-Шань к Памиру устанавливается, во-первых, «ступенчатая» резкая смена возраста гранитных интрузий (каледонские — герцинские — послегерцинские), во-вторых, их более широкое площадное распространение, в-третьих, увеличение количества пегматитовых полей, а также увеличение «насыщенности» этих полей рудными пегматитами, в-четвертых, большая распространенность сложных типов. Словом, ре-

гиональная зональность первого порядка представляет наиболее общее выражение единого эволюционного ряда магматических образований. Вместе с тем наряду с зональностью первого порядка намечается зональность низших порядков, о которой можно судить по строению отдельных региональных поясов, ветвей и зон. В такой зональности тоже наблюдаются звенья единого эволюционного ряда пегматитов, но только в меньших масштабах. Достаточно сказать, что в пределах одного пегматитового поля даже при наличии «специализированности» пегматитов могут наблюдаться представители нескольких типов, например, простейшие, простые, средне-сложные и т. д. Это еще раз подчеркивает эволюционную преемственность между всеми геологическими формациями.

Таким образом, горно-складчатые сооружения Средней Азии имеют резко выраженное зональное строение различного порядка, постепенных переходов между выделенными геологическими подразделениями определенного порядка не существует.

Неоднородное зональное строение горно-складчатой системы устанавливается не только по геолого-структурным факторам, но и прежде всего на основе результатов количественного подсчета различных геологических формаций, слагающих соответствующие геолого-структурные подразделения и отражающие различные формы развития.

Все эти формы развития возникают вследствие чрезвычайно сложных геологических процессов с образованием различных по содержанию формаций горных пород, с которыми обычно связана концентрация рудогенных химических элементов.

Металлогенические особенности Средней Азии находятся в прямой зависимости от зонально-поясного и ступенчатого строения горно-складчатых сооружений. Так, количественное соотношение рудной минерализации в пределах отдельных геолого-структурных поясов характеризуется следующими данными: в Северо-Тяньшаньском поясе каледонид зафиксировано около 17—18% месторождений от общего количества учтенных по Средней Азии, в Южно-Тяньшаньском поясе герцинид — 78—80% и в Памирском поясе послегерцинид — 5—7%.

Зональное распределение рудной минерализации отмечается не только в количественном отношении, но и в качественном. Для Северного Тянь-Шаня характерна преимущественно свинцово-цинковая минерализация; в Южном поясе,

кроме свинца и цинка, значительно развита минерализация вольфрама, меди, золота, сурьмы, ртути и фтора. Для Памира характерно оруденение редких металлов и бора.

Отчетливо выраженная зональность установлена еще по петрохимическим особенностям интрузивных формаций. Средняя Азия — провинция существенно гранитоидного магматизма; 95% всей площади, сложенной интрузивными породами, составляют гранитоиды. Зоны различаются здесь по щелочности и кислотности гранитоидов, повышение которых наблюдается с севера на юг. Содержание железа в составе горных пород повышается с юга на север и максимума достигает в пределах Северо-Тяньшаньского пояса, где интрузивные породы гранитного ряда обладают повышенной магнитностью.

Количественное соотношение и качественная особенность рудной минерализации различных поясов складчатых сооружений объясняется не только характером их геологического строения, но и степенью эрозионного среза, в зависимости от которой устанавливается вертикальная зональность, имеющая существенное значение при оценке металлоносности территории.

Выше отмечена неодинаковая глубина эрозионного среза всех трех поясов горных сооружений. Например, эрозия относительно слабо проявлена на Памире, значительно — на территории Южного Тянь-Шаня, максимума достигает в Северо-Тяньшаньском поясе, особенно в пределах южной ветви.

Степень эрозии определяет масштабы эндогенных месторождений полезных ископаемых. Так, на площади Памирского пояса ввиду относительно слабого эрозионного среза обнажаются, очевидно, за редким исключением только верхняя зона рудной минерализации, а крупные концентрации металлов находятся, по-видимому, на сравнительной глубине по отношению к современной дневной поверхности.

Южный Тянь-Шань, как указано выше, представляет собой грабен и вследствие этого находится в стадии среднего уровня эрозионного среза. В связи с этим здесь обнажается средняя зона многочисленных эндогенных месторождений полезных ископаемых различного генетического типа (большинство из них крупного масштаба). В Средней Азии все месторождения важнейших видов сырья (свинца, цинка, меди, золота, вольфрама, висмута, сурьмы, ртути, флюорита и др.) находятся именно в пределах Южного Тянь-Шаня. То же нужно сказать, например, о Центральном Казахстане,

территория которого находится в стадии среднего уровня эрозии, поэтому большинство месторождений здесь обладает крупными запасами на доступных глубинах.

Северный Тянь-Шань в геоструктурном отношении представляет собой горст со сравнительно глубоким эрозионным срезом. На современной поверхности в большинстве случаев обнажаются, очевидно, только корневые части месторождений, поэтому в пределах отдельных геолого-структурных зон трудно рассчитывать на обнаружение эндогенных месторождений с крупными запасами. Однако этот вывод не распространяется на те территории, где наблюдается активизация (Таласская, Заилийская, Киргизская и другие зоны); из-за среднего уровня эрозионного среза они перспективны на крупные месторождения.

Таким образом, горные сооружения Средней Азии в геоструктурном и соответственно в металлогеническом отношении обладают классической и отчетливо выраженной площадной и вертикальной зональностью.

В заключение следует отметить, что развитие земной коры и ее отдельных участков происходит строго закономерно по своим специфическим законам, главными из которых являются «закон периодичности» и «закон зональности».

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Особенности металлогении и закономерности размещения эндогенных полезных ископаемых	
А. Д. Шмулевич, В. Д. Отрощенко, Л. З. Палей, Г. М. Шуплецов, Р. В. Земан, Л. В. Мишанина. Важнейшие рудоконтролирующие факторы эндогенного оруденения Тянь-Шаня	5
В. А. Королев. Структурные типы эндогенных медных рудных полей и месторождений Средней Азии	26
В. Д. Отрощенко. Вольфрамность Узбекистана	39
О. А. Виноградов. Закономерности размещения эндогенного оруденения в структурных этажах Терек-Касанского района	42
Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, И. Ю. Иванов, М. Д. Баймухамедов, М. К. Карабаев. Молдотауский флюоритоносный район (Средний Тянь-Шань)	46
А. Г. Шмелев, Т. Н. Леухина. Закономерности размещения и условия образования колчеданно-полиметаллического оруденения Хандизинского рудного поля	53
А. А. Абдукаюмов. Особенности размещения оруденения в пропилитизированных породах Карабулака	72
II. Минералого-геохимические критерия при прогнозной оценке рудных районов	
Г. Д. Шмулевич, С. И. Ибадуллаев, А. В. Рабинович. К распределению золота в интрузивных образованиях гор Каратюбе	78
Н. П. Холопов, Ю. А. Аверин. Минералого-геохимические особенности пирита гидротермально измененных пород и руд как критерий оценки глубины формирования и величины эрозионного среза вулканогенных месторождений золота Курамы	82
К. Л. Бабаев. Зональность как главная форма в развитии природных процессов	93

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор М. А. Танхельсон

Р05655. Подписано к печати 29/IV-75 г. Заказ № 3723.

Формат 60×84¹/₁₆. Объем 6,5 п. л. Тираж 299 экз. Цена 75 коп.

Тип. Узоргтехстроя, г. Ташкент, Краснодонская, 31-а.

Цена 75 коп.

1540

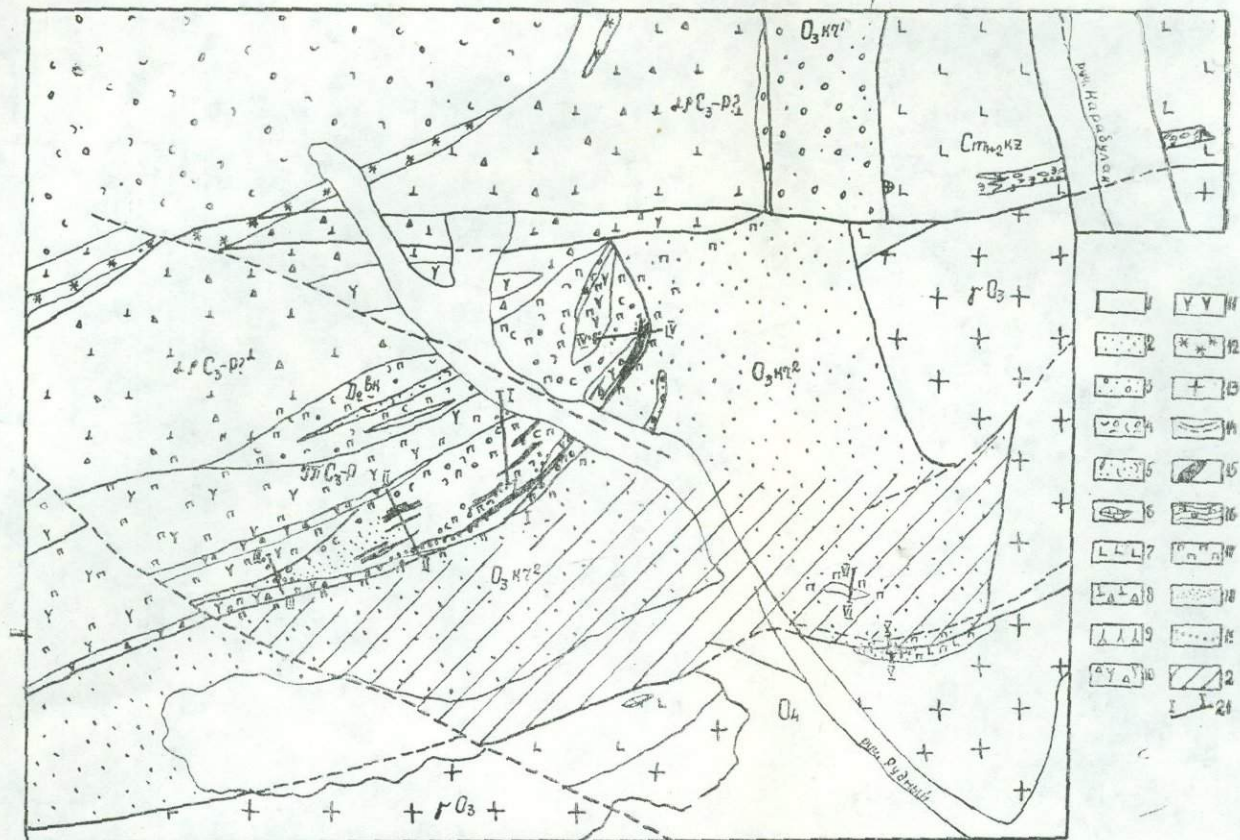


Рис. 2. Схема размещения метасоматитов на рудопоявлении Карабулак (составил А. А. Абдукаюмов; геологическая основа по данным ПСП с изменениями) 1—делювий (Q_4); карамойнокская свита ($O_3 kg$); 2—песчаники; 3—конгломаты. Баркольская свита ($O_3 bk$): 4—туфоконгломаты, туфо-, лавобрекчии и плагиоклазовые порфиры; 5—туфопесчаники.

Казиярская свита ($St_{1+2} kz$): 6—мраморы; 7—базальтовые порфиры, спилиты; 8—лавобрекчии смешанного состава; 9—субвулканическое тело липарит-порфиров; 10—туфолавы и лавобрекчии трахиандезитов; 11—трахиандезиты; 12—лампрофировидные сиенит-порфиры; 13—порфировидные граниты; 14—тектонические нарушения; 15—золотое оруденение; 16—актинолит-эпидотовая фация пропилитов.

Участки развития пропилитов хлорит-эпидотовой фации: 17—внешних зон; 18—промежуточных и внутренних зон; 19—участки максимального развития кварцево-хлорит-серицитового комплекса изменений; 20—площадь, рекомендуемая для первоочередной проверки на нескрытое оруденение; 21—сопоставляемые разрезы и их номера.

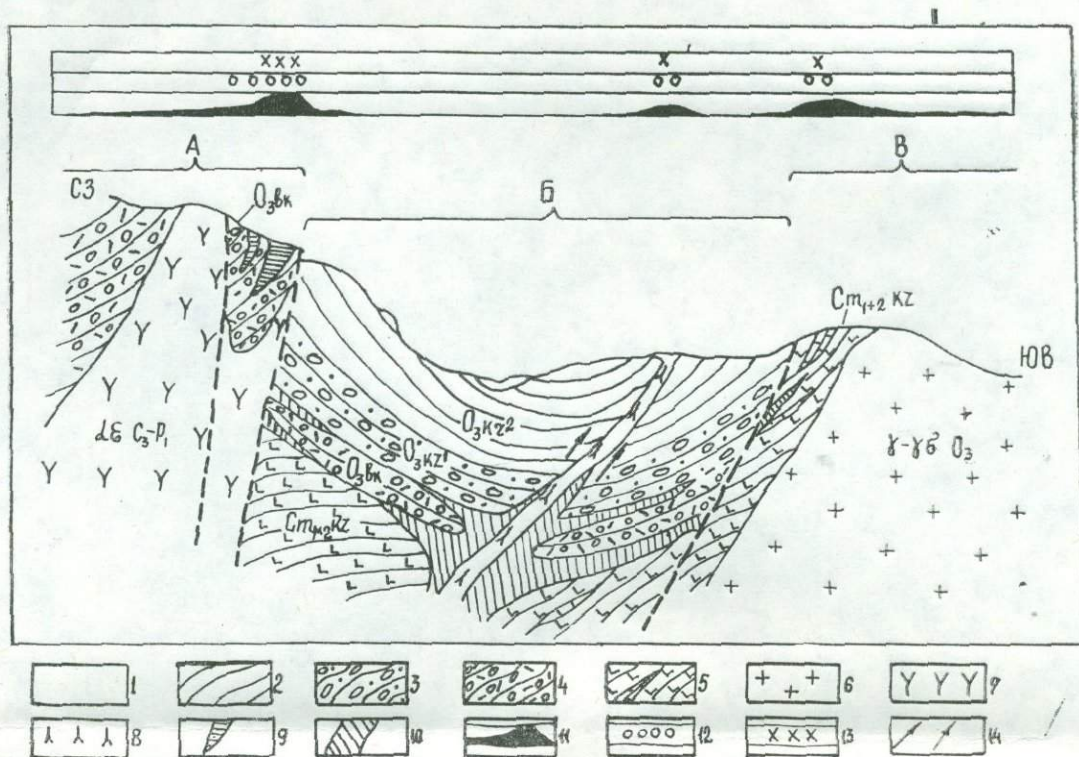


Рис. 3. Схематический геологический разрез блока II рудопроявления Карабулак (по А. А. Абдукаюмову)

Блоки: А — I; Б — II; В — III.

1 — делювий (Q_1). Верхняя пачка (Q_3 кг): 2 — песчаники; 3 — конгломераты. Средняя пачка (Q_3 бк): 4 — туфо-конгломераты, туфо-, лавобрекчии и плагиоклазовые порфиры. Нижняя пачка ($См_{1+2}$ кг): 5 — диабазовые порфиры, спилиты с линзами мраморов; 6 — граниты, гранодиориты; 7 — трахиандезиты и лавобрекчии жерловой фации; 8 — субвулканическое тело липарит-порфиров; 9 — золоторудная минерализация в изученной части рудопроявления; 10 — предполагаемые места локализации нескрытых рудных метасоматитов; 11 — интенсивность и участки развития дорудной пропилитизации; 12 — участки распространения кварцеволорит-серичитового метасоматоза; 13 — участки с повышенными ($0,0_n - 0_n \%$) концентрациями меди, свинца, олова, сурьмы и висмута в эндогенных ореолах; 14 — направление миграции выщелоченных компонентов

**ЗАВИСИМОСТЬ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ, СТЕПЕНИ ИНТЕНСИВНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД
ОТ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА И ПОЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗОВ В ЗОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАБУЛАК**

Параметр	Значение параметров							Количество интервалов с содержанием Au > 3г/т	Положение разрезов относительно зоны интенсивной пропилитизации и масштабы развития кварцево-карбонат-хлорит-серцитового комплекса изменений
	Au, г/т	Cu, %	Pb, %	Zn, %	Sn, %	Sb, %	Bi, %		
Разрез I-I (L=104м; N=20; ΔH=0м)									
n	15	20	14	2	—	—	—	2	Промежуточное от II—II к IV—IV с умеренным развитием средних и внутренних зон пропилитов. Высокая частота встречаемости полос с предрудным кварцево-хлорит-серцитовым комплексом изменений
Σ_N	6,891	0,041	0,118	0,02	—	—	—		
\bar{C}_N	0,344	0,002	0,0059	0,001	—	—	—		
\bar{C}_n	0,459	0,002	0,0084	0,01	—	—	—		
C_L	0,0662	0,000405	0,00113	0,000192	—	—	—		
$C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$	331	2	5	1	—	—	—		
Разрез IV-IV (L=86м; N=22; ΔH=8-10м)									
n	11	22	15	13	2	1	1	2	На фланге общей зоны в обособленном участке умеренного развития средних зон пропилитов. Умеренное распространение кварцево-хлорит-серцитового комплекса изменений
Σ_N	4,036	0,066	0,178	0,150	0,103	0,03	0,003		
\bar{C}_N	0,183	0,003	0,008	0,007	0,0047	—	—		
\bar{C}_n	0,366	0,003	0,012	0,011	0,051	—	—		
C_L	0,0469	0,00076	0,00207	0,0017	0,0012	—	—		
$C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$	234	4	10	8	6	—	—		
Разрез II-II (L=110м; N=34; ΔH=35-100м)									
n	27	34	29	8	18	6	2	5	В участке максимального развития внутренних зон пропилитов. Широкое развитие кварцево-хлорит-серцитового комплекса изменений
Σ_N	17,61	0,904	1,189	0,056	0,475	0,210	0,016		
\bar{C}_N	0,52	0,026	0,035	0,001	0,014	0,006	0,0004		
\bar{C}_n	0,65	0,026	0,041	0,007	0,026	0,035	0,008		
C_L	0,1601	0,0082	0,0108	0,0005	0,0043	—	—		
$C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$	800	41	54	25	21	—	—		
Разрез IV-IV (L=86м; N=22; ΔH=8-10м)									
n	11	22	15	13	2	1	1	2	На фланге общей зоны в обособленном участке умеренного развития средних зон пропилитов. Умеренное распространение кварцево-хлорит-серцитового комплекса изменений
Σ_N	4,036	0,066	0,178	0,150	0,103	0,03	0,003		
\bar{C}_N	0,183	0,003	0,008	0,007	0,0047	—	—		
\bar{C}_n	0,366	0,003	0,012	0,011	0,051	—	—		
C_L	0,0469	0,00076	0,00207	0,0017	0,0012	—	—		
$C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$	234	4	10	8	6	—	—		
Разрез II-II (L=110м; N=34; ΔH=35-100м)									
n	27	34	29	8	18	6	2	5	В участке максимального развития внутренних зон пропилитов. Широкое развитие кварцево-хлорит-серцитового комплекса изменений
Σ_N	17,61	0,904	1,189	0,056	0,475	0,210	0,016		
\bar{C}_N	0,52	0,026	0,035	0,001	0,014	0,006	0,0004		
\bar{C}_n	0,65	0,026	0,041	0,007	0,026	0,035	0,008		
C_L	0,1601	0,0082	0,0108	0,0005	0,0043	—	—		
$C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$	800	41	54	25	21	—	—		
Разрез III-III (L=50м; N=14; ΔH=110-150м)									
n	6	14	12	4	2	1	—	—	На фланге, в участке затухания интенсивных процессов и преобладающего развития внешних зон пропилитов. Практическое отсутствие кварцево-хлорит-серцитового комплекса изменений
Σ_N	0,430	0,029	0,089	0,028	0,033	0,03	—		
\bar{C}_N	0,003	0,002	0,006	0,002	0,002	—	—		
\bar{C}_n	0,007	0,002	0,007	0,007	0,016	—	—		
C_L	0,0086	0,00058	0,00178	0,0006	0,00066	—	—		
$C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$	43	3	9	3	3	—	—		

П р и м е ч а н и е. L—протяженность разреза, м; N—количество проб по разрезу; ΔH—разница абсолютных отметок по отношению к разрезу I-I; n—число проб, содержащих рудные компоненты; Σ_N —суммарное содержание по разрезу; $\bar{C}_N = \frac{\Sigma_N}{N}$ —среднее содержание по разрезу; $\bar{C}_n = \frac{\Sigma_N}{n}$ —среднее содержание на количество проб с рудными элементами; C_L —линейная продуктивность; $C_L^{Au} : C_L^{Cu} : C_L^{Pb} : C_L^{Zn} : C_L^{Sn}$ —отношение линейной продуктивности.

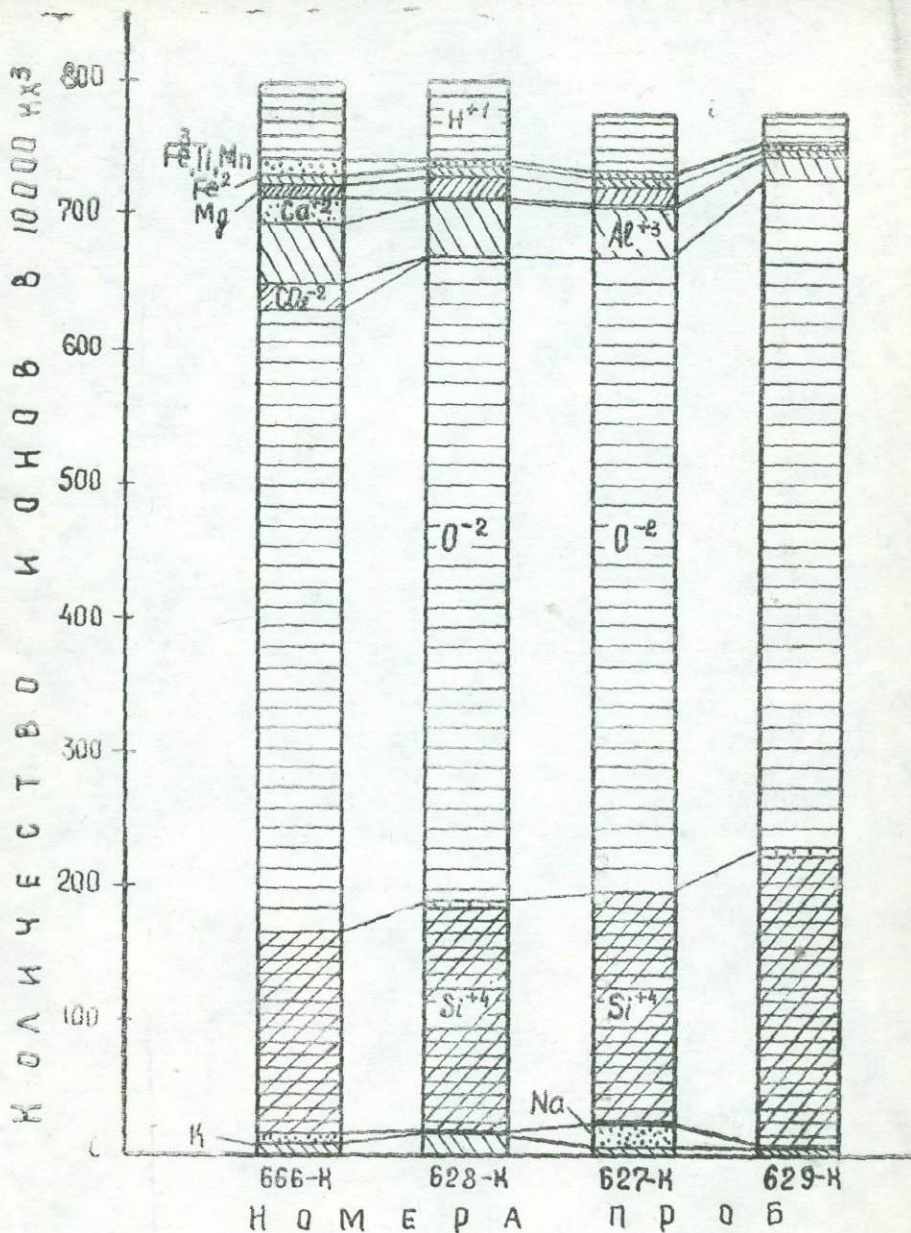


Рис. 1. Диаграмма химических составов и миграции компонентов при пропилитизации туфоконгломератов

Зоны пропилитов: 666к — внешняя (хлорит, карбонат, серицит, альбит, эпидот); 626к — промежуточная (серицит, хлорит, эпидот, кварц); 627к — промежуточная (альбит, кварц, хлорит, эпидот); 629к — внутренняя (кварц, хлорит, эпидот).

СИСТЕМАТИКА СТРУКТУР МЕДНОРУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ
(В. А. Королев, 1973)

Группа	Структурный тип рудного поля	Положение в геологической структуре							Тип позиции по характеру изменения плана тектонических деформации	Структурно-текстуальный тип оруденения	Вещественный состав руд (ведущие рудные компоненты)	Минеральный состав руд (главные минералы)	Масштаб и вертикальный размах (Н) оруденения, м	Примеры месторождений и рудопроявлений
		вмещающие породы	структурный ярус	отношение к складчатым элементам структуры	отношение к разрывным элементам структуры	отношение к интрузивным образованиям	отношение к вулканогенным структурам	сочетание структурных элементов, определяющих позицию						
Рудные поля с преобладающим влиянием разрывных нарушений на размещение оруденения (разрывные)	В искривлениях поверхностей отдельных нарушений	Осадочные, магматогенные, метаморфические	Все ярусы допалеозоя и палеозоя	Осевые части и крылья антиклиналей	Непосредственно в разломах и структурах, оперяющих их	Безразличное	Безразличное	Разломы, продольные или кососекущие элементы складок; искривленные участки, находившиеся в приоткрытом состоянии	Простой	Жильный вкрапленный, реже массивный	Медь, свинец, цинк (висмут)	Халькопирит, галенит, сфалерит, пирит	Главным образом непромышленные рудопроявления; Н до многих десятков, реже сотни метров	Большинство кварцево-сульфидных жил
	В сложных разломах	Вулканогенные	Верхний палеозой	То же	То же	В невидимой части	В краевых частях мульды проседания	Оперения крупных разломов	Сложный	Линейно-штокверковый жильный	Свинец, цинк, медь (висмут, молибден)	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, молибденит	Представляет интерес в комплексе; Н — первые сотни метров	
	В блоках между субпараллельными геологическими поверхностями	Интрузивные гранитоиды	Средний палеозой	Вероятно, в поперечных поднятиях	В участках симметричного искривления разломов	Во внутренних и эндоконтактовых зонах интрузивов	В прикольдерных частях палеовулканов	Пересечение разломами верхнего структурного яруса поперечных поднятий или зон глубинных разломов	Тот же	Прожилково-вкрапленный (медно-порфировый)	Медь, цинк, висмут, свинец, мышьяк	Халькопирит, пирит, арсенопирит, висмутин, галенит, сфалерит	Крупный для медно-порфировых; мелкий — для жильных; Н — многие сотни метров	Дальнее, Мироновское
	В вулканических каналах	Вулканогенные	Верхний палеозой	В поперечных прогибах и связанных с ними мульдах проседания	В зонах влияния крупных разломов	В удаленных частях	В вулканических каналах	Пересечение разломом поперечного прогиба	Тот же	Прожилковый, вкрапленный	Медь, висмут	Халькопирит, висмутин, пирит	Мелкий; Н — первые сотни метров	Адрасман
Рудные поля с преобладающим влиянием контактовой поверхности на размещение оруденения (контактовые)	В пересечении контактовой поверхности разломами	Карбонатные интрузивные	Средний палеозой	На крыльях антиклиналей	В зонах влияния разломов	В контактовой зоне	Безразличное	Пересечение контактовой поверхности зоной разломов	Тот же	Прожилково-вкрапленный	Медь, золото, вольфрам, висмут	Халькопирит, вольфрамит, пирротин, висмутин, пирит, золото	Мелкий; Н — многие сотни метров	Бозымчак
Рудные поля, в которых на размещение оруденения влияют тектонические свойства магматогенных пород (внутриинтрузивные)	Зоны штокверкового дробления магматических тел, полого залегающих среди эффузивно-осадочных толщ	Кислые эффузивы	Тот же	В поперечных прогибах	В участках искривления крупных секущих разломов	В зонах влияния малых интрузивных тел и даек	То же	Разлом, секущий поперечный прогиб, ориентирован по короткой оси эллипсоида деформации	Тот же	Вкрапленный медно-порфировый	Медь, молибден, золото	Халькопирит, пирит, молибденит, золото	Крупный; вертикальный размах определяется мощностью вмещающего магматического тела	Сарычеку
	В системах пологих прототектонических трещин	Гранодиориты	Тот же	В осевых частях антиклинорий	В зонах влияния крупных продольных разломов	Во внутренних зонах	То же	Падение прототектонических трещин ориентировано по короткой оси эллипсоида	Тот же	Жильный, вкрапленный	Медь, свинец, цинк	Халькопирит, галенит, сфалерит, пирит	Мелкий; Н — ограниченный	Учкотлы-Мискап
	Штокверковые зоны в интрузивных телах	Гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры	Тот же	В поперечных прогибах на крыльях антиклинорий	В участках искривления крупных секущих разломов	То же	То же	Разлом нормально сечет поперечный прогиб	Тот же	Вкрапленный медно-порфировый	Медь, молибден, золото	Халькопирит, молибденит, золото, пирит	Весьма крупный; Н — многие сотни метров	Кальмакыр

ФОРМАЦИИ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

(В. Д. Отрошенко, 1972)

Генетическая группа	Минеральный тип	Геологические условия проявления оруденения (и минерализации)	Структурно-морфологический тип		Минеральные ассоциации	Зональность оруденения
			рудопроявлений	рудных тел		
Магматическая	Вольфрамитовый; шеелитовый	Участки с неравномерной вкрапленностью аксессуарных вольфрамитов, шеелита в гранитах, порфировидных гранитах (C_3-P_1)		Рассеянные включения шеелита в полевых шпатах и вольфрамитов — в кварце. Спорадически-шировые сегрегации	Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, турмалин, сфен, апатит и др.	Неправильной формы участки и площади; шшировые сегрегации вблизи ксенолитов песчано-сланцевых пород
Пегматитовая	Кварцево-касситерит-вольфрамитовый	Эпигенетические пегматитовые тела в массивах гранитоидов повышенной кислотности (C_3-P_1 ; P_3-T_1); зоны аплитовидная и замещения	Секущий	Секущий; жилы, линзы	Микроклин-пертит, альбит, апатит, триплит, халькопирит, флюорит	Интенсификация оруденения в верхних и центральных участках рудных тел
Скарновая	Скарново-кварцево-сульфидно-шеелитовый	Контактные зоны штоков (и массив с апофизами) гранитоидов повышенной основности (C_3-P_1) с доломитами, доломитовыми известняками (P_{Z_2}); крылья продольных антиклиналей; опрокинутые крылья антиклиналей	Контактный; вдоль апофиз, выступов, штоков в породах кровли; непосредственный контакт и в удалении от него	Секущий (реже согласный); жилы, штокверки, прожилки; межпластовые тела	1) Плагиоклаз, диопсид, тремолит; форстерит, хондрит, флогопит; серпентин, сфалерит, халькопирит, арсенипирит, пирротин и др. 2) Салит, гранат, везувиан, актинолит, сфалерит, халькопирит и др.	Зональность: 1) магматических скарнов от контакта с интрузивом — пироксен + плагиоклаз-пироксен + тремолит-пироксен + форстерит-форстерит + актинолит (тремолит) + флогопит-кальцифир-доломит (мрамор); 2) известковых скарнов; гранодиорит-пироксен + плагиоклаз-пироксен + амфибол + гранат-пироксен + кварц-мрамор (известняк)
	Скарново-альбит-кварцево-шеелитовый	Контактные зоны массивов и даек гранитоидов (C_3-P_1) с известковистыми карбонатными породами (P_{Z_1}); осевые части антиклиналей, нередко осложненные поперечными поднятиями	Контактный; в согласных и подобных контактах интрузивных образований с вмещающими породами	Контактный (реже секущий, согласный) приконтактные пластовые, секущие залежи, линзы; метасоматические зоны	Геденбергит; гранат; волластонит, уралит, актинолит, пирит	Метасоматическая зональность в скарнах, определяющая наиболее благоприятные участки для более позднего оруденения
	Скарново-полевошпат-кварцево-шеелитовый	Контактные зоны массивов кислых и умереннокислых гранитоидов (C_3-P_1) с известняками, сланцами (P_{Z_1}), крылья продольных антиклиналей; редко в пределах поперечных разломов	Контактный; вдоль апофиз, штоков, выступов в породах кровли; в брахиантиклинальных структурах	Контактный; согласный; приконтактные залежи, линзы, серии параллельных межпластовых залежей; метасоматические зоны	Везувиан, гранат, пироксен, калиевый, полевой шпат, карбонаты	Метасоматическая; оруденение приурочено к определенным зонам при избирательном замещении скарнов и благоприятных прослоев в осадочно-метаморфических породах
	Скарново-кварцево-молибденит-шеелитовый	Контактные зоны массивов гранитоидов повышенной основности (C_3-P_1) с осадочно-метаморфическими породами (P_{Z_1}); крылья антиклинальных структур; синклинальные мульды	Контактный; в секущих контактах с вмещающими породами; в пересечениях контактовой поверхности разломами	Контактный; секущий; приконтактные, секущие тела, в зонах нарушений; межпластовые тела	Геденбергит, манган-геденбергит, везувиан, гранат, уралит, стильномелан, пирротин, халькопирит и др.	Вертикальная; повышенные концентрации металлов в верхних частях рудопроявлений; стадийная метасоматическая зональность; оруденение приурочено к определенным зонам при замещении скарнов (стильномелан + кварц)
	Скарноидно-(роговик)-полевошпат-молибденит-шеелитовый	Контактные зоны умеренно кислых гранитоидов и гранитоидов повышенной основности герцинского цикла с полиформационным комплексом пород (известняки, роговики, вулканиты $P_{Z_{12}}$)	Контактный; в согласных и подобных контактах с вмещающими породами	Контактный; согласный, межформационные пластовые залежи, контролируемые мелкой складчатостью	Гранат, пироксен, везувиан, скаполит, апатит, калиевый полевой шпат, альбит, пирит	Метасоматическая; интенсификация оруденения в пироксен-плагиоклазовых роговиках
Гидротермальная	Кварцево-мусковит-шеелит-вольфрамитовый	Тектонические зоны с серией трещин и зонами дробления в альбитизированных и грейзенизированных гранитах (P_3-T_1); крылья антиклинальных структур	Контактный; в секущих контактах с вмещающими породами	Метасоматические зоны с тонкорассеянным шеелитом	Пироксен, плагиоклаз, амфибол, кварц, биотит, пирротин, пирит	Гидротермальная переработка роговиков с образованием кварцево-слудистых метасоматитов с шеелитом
	Кварцево-полевошпат-шеелитовый	Интрузивный массив (C_3-P_1); измененные граниты в эндоконтакте; синклинальная мульда	Тот же	Секущий; жилы, рудные столбы, реже линзы	Мусковит, топаз, рутил, флюорит, касситерит, пирит	Зональность жильных апогранитовых тел от центра к периферии: андезит + хлорит + кварц; альбит + мусковит + кварц; хлорит + серицит
	Кварцево-серицит-шеелит (вольфрамит)-молибденитовый	Штоки порфировидных гранодиорит-адамеллитов; гранодиоритов в контактах с песчано-сланцевыми отложениями ($P_{Z_{12}}$); ядра брахиантиклиналей	Секущий; в пересечениях зон мелкой трещиноватости в гранитоидах	Секущий; прожилки, штокверк, линзы; рассеянная минерализация по всему штоку, вкрапленность, гнезда	Пирит, халькопирит, арсенипирит, галенит, сфалерит, магнетит, анкерит, шеелит с поздним кварцем	В интрузивной и надинтрузивной зонах; интенсификация оруденения в зонах березитизации; увеличение концентрации шеелита в верхних частях штокверковой зоны, а молибденита — в нижних
	Кварцево-арсенипирит-шеелит-висмутинный	Плоскости межпластовых и межформационных отслоений в терригенно-осадочных отложениях (ритмично чередующиеся прослои кварцитов, роговиков, алевролитов, мраморов, доломитов; D_3); ядерная часть и крылья антиклинальных структур; круто- и пологопадающие трещины в участках микроантиклинальной складчатости	Секущий (менее согласный); в пересечениях разломов	Секущий (менее согласный); жилы, реже метасоматические зоны вкрапленности, межформационные и межпластовые залежи	Анкерит, кальцит, флогопит, калиевый полевой шпат, устасарит, рецбанит и др.	Заполнения; метасоматическая, обусловленная слоистостью замещенных роговико-карбонатных пород
	Кварцево-сульфидно-шеелитовый	Зоны окварцевания и трещиноватости в песчаниках, сланцах, алевролитах нижнего палеозоя на контакте с силлом плагиогранитов и апофизами штока гранодиорит-адамеллитов	Согласный (менее секущий)	Метасоматические зоны вкрапленности; прожилки		Метасоматическая, обусловленная чередованием песчаников; заполнения
	Кварцево-шеелит-золоторудный	Допалеозойские кремниевые сланцы, метаморфизованные алевролиты; синклинальная мульда	Секущий (менее согласный)	Секущий (менее согласный); жилы, прожилки, зоны метасоматитов	Микроклин, альбит, пирит, арсенипирит, серебро	Заполнения; метасоматическая, обусловленная чередованием алевролитов
	Кварцево(турмалин)-вольфрамит-шеелит-золоторудный	Минерализованные зоны дробления и гидротермального изменения в осадочно-метаморфических породах (P_{Z_1}); 4-6 км от контакта с интрузивом; крылья антиклинальных структур, осложненные разрывами	Секущий; в пересечениях зон трещиноватости и разломов	Секущий; жилы, прожилки; жильные метасоматические зоны в участках пересечения кварцевых, кварцево-турмалиновых прожилков и даек лампрофиров	Серицит, хлорит, карбонаты, арсенипирит, пирит, серебро	Пульсационная вертикальная, связанная с разобщением разновременных минеральных ассоциаций
	Калишпат-кварцево-шеелит-вольфрамитовый	Мраморизованные известняки, известково-силикатные роговики (P_{Z_1}), прорванные гранитами (C_3-P_1); на контакте и в гранитах распространены вольфрамоносные жилы	Секущий	Секущий; жилы, прожилки	Хлорит, серицит, каолин, пирит, халькопирит, сфен	Заполнения
	Кварцево(молибденит)-шеелитовый	Песчано-сланцевая и карбонатная толщи ($S-D$), прорванные гранодиоритами и гранитами (C_3-P_1); вольфрамоносные жилы, секущие доломитовые известняки, магматические и известковые скарны; жилы, пересеченные апофизами сиенито-диоритов ($P-T$)	Тот же	Тот же	Хлорит, пирротин	Та же
	Кварцево-кальцит (гематит)-шеелитовый	Зоны разлома в кварцевых диоритах, гранодиоритах, гранитах	Тот же	Тот же	Пирит, флюорит	Та же