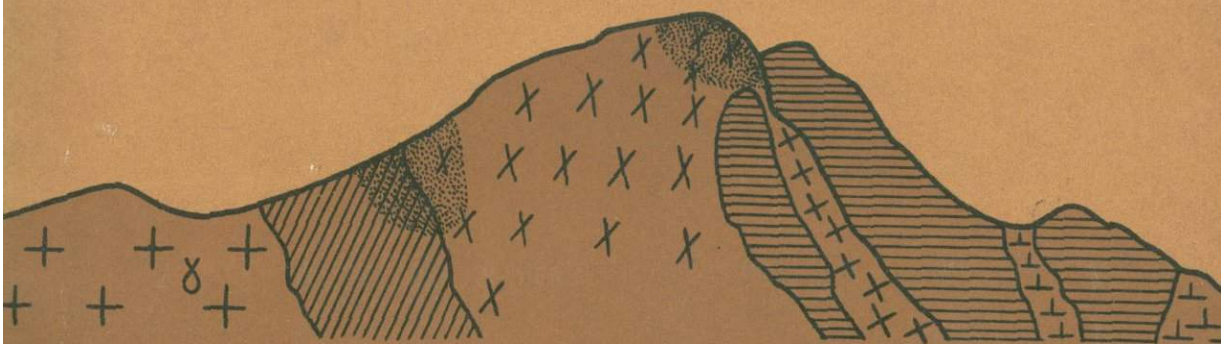


Е. А. РАДКЕВИЧ

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ПРОВИНЦИИ
ТИХООКЕАНСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. А. РАДКЕВИЧ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ПРОВИНЦИИ
ТИХООКЕАНСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА

2014



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. Радкевич Е.А.М., "Наука", 1977, 000 с.

Работа посвящена характеристике главнейших рудных провинций Тихоокеанского пояса. Рассмотрены классификации рудных территорий, закономерности распределения главнейших металлов, типов эндогенных рудных формаций и рудоносных территорий. Высказываются общие соображения о генезисе Тихоокеанского рудного пояса и истории его развития.

Табл. 1, илл. 67, библи. 262 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
И.Н. ГОВОРОВ

ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанский рудный пояс представляет собой планетарную кольцевую зону протяжением более 70 000 км, огибающую Тихий океан. Он заключает огромные запасы минерального сырья, имеет большое практическое и теоретическое значение. Особенности рудоносности притихоокеанских областей давно привлекали внимание геологов. На них указывал еще в прошлом веке И.А. Полетика (1866) в работе по планетарным золотоносным поясам. Впервые идею о планетарном Тихоокеанском рудном (оловорудном) поясе сформулировал Е. Эндрыкс (Andrews, 1925), а позднее блестяще развил С.С. Смирнов (1946), который выделил в Тихоокеанском рудном поясе две зоны — Внешнюю и Внутреннюю и охарактеризовал особенности их металлогении.

Вопросы тектоники Тихоокеанского сегмента Земли рассматривали Г. Штилле (1964), Н.С. Шатский (1960), Т. Матsumoto (Matsumoto, 1967), К. Виск (Weeks, 1959) и другие, которые подчеркивали своеобразие его геологического строения и развития.

Каковы границы Тихоокеанского подвижного рудного пояса и как далеко распространяется сфера влияния активных тектонических движений, протекавших на сочленении океанического кратона и обрамлявших его континентов? По этим вопросам существуют разные мнения. Некоторые авторы (Чайковский, 1956; Константинов, 1959; Петрушевский, 1963, 1964^{1,2}) к Тихоокеанскому поясу относят лишь Внутреннюю кайнозойскую зону, отмечая гетерогенность древнего континентального обрамления Тихоокеанского подвижного кольца. Однако большая часть исследователей (следуя С.С. Смирнову) к Тихоокеанскому поясу относят и Внешнюю зону, характеризующуюся высокой тектонической подвижностью и магматизмом в мезозое и ранее (Ицксон, 1960, 1963, 1966, 1973; Радкевич, 1960, 1962, 1964, 1969, 1970, 1971, 1974; Красный, Смирнов, 1957; Пушаровский, 1964, 1965, 1967, 1972; Кропоткин, Шахварстова, 1965 и др.).

Работами Дальневосточного геологического института доказано, что уже в протерозое складчатые сооружения на значительном протяжении были ориентированы параллельно контурам Тихого океана, что подтверждает представление Г.Штилле о древности самого Тихого океана.

В данной монографии доказывается, что, несмотря на тектоническую неоднородность и различную историю развития отдельных блоков и звеньев, Тихоокеанский пояс имеет все же общие черты по всему протяжению. Сближает его различные рудные районы и звенья прежде всего сходный позднемезозойский и кайнозойский возраст проявления магматизма и оруденения, которые на одних участках пояса развиваются в результате завершения складчатых процессов, на других — проявляются вдоль разломов в процессе активизации древних структур.

Мезозойские месторождения на азиатской стороне пояса распространяются далеко на запад от обрамления Тихого океана, по обновленным вдоль разломов тектоническим структурам, причем местами молодые металлогенические зоны налагаются на более древние палеозойские образования, протягивающиеся здесь вдоль близширотных складчатых сооружений внутриазиатского направления (рис. 1).

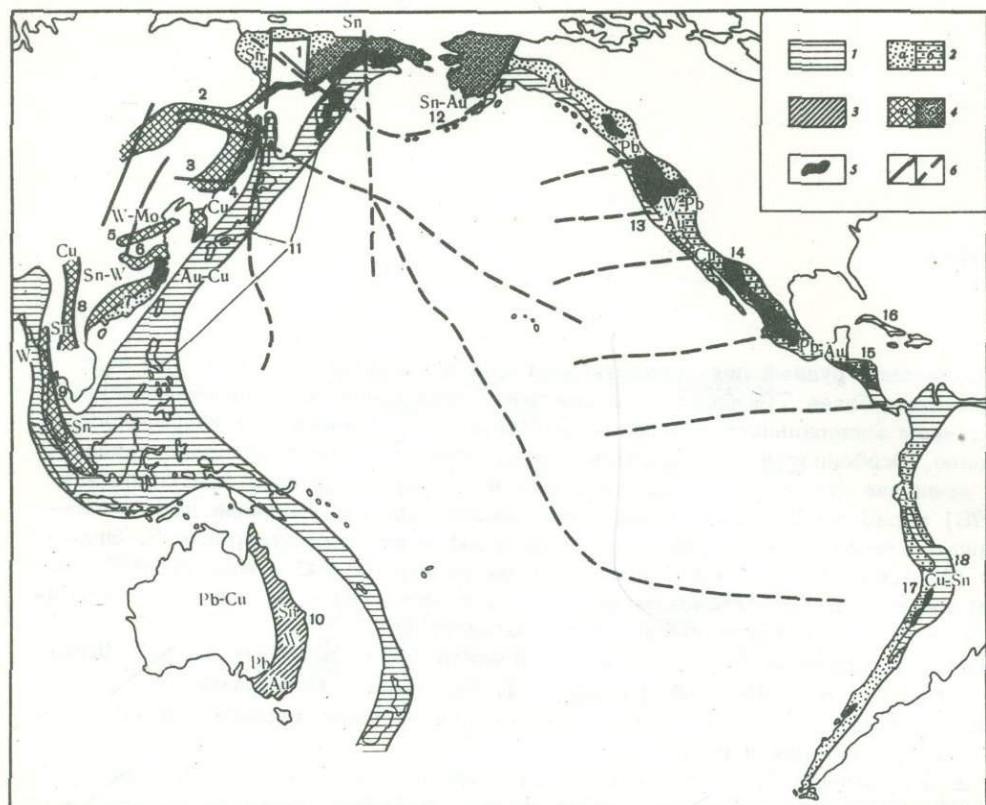


Рис. 1. Схема расположения главнейших металлогенических провинций и зон Тихоокеанского пояса

1 - Внутренняя третичная мегазона, 2 - 5 - Внешняя мезозойская мегазона, 2а - мезозойские складчатые области, 2б - тоже с наложенной третичной минерализацией, 3 - палеозойские складчатые зоны, 4 - зоны мезозойской и третичной активизации (а - палеозойских структур, б - древних сооружений), 5 - верхнемеловые и третичные вулканы, 6 - разломы

Главнейшие металлогенические области: 1 - Яно-Колымо-Чукотская, 2 - Монголо-Охотская, 3 - Хингано-Баджалская, 4 - Сихотэ-Алинская, 5 - Яньшанская, 6 - Яндзынская, 7 - Цзянси-Хунань-Гуансийская, 8 - Юньнань-Вьетнамская, 9 - Бирма-Индонезийская, 10 - Восточно-Австралийская, 11 - Азиатская часть внутренней мегазоны (Камчатско-Японо-Филиппинская), 12 - Аляскинская, 13 - Невадийская эвгеосинклинальная, 14 - Ларамийская миогеосинклинальная, 15 - Мексиканская (Центрально-Американская) миогеосинклиналь, 16 - Антильская эвгеосинклиналь, 17 - Южно-Американская эвгеосинклинальная, 18 - Боливийская миогеосинклинальная

Поскольку молодые интрузивные породы и рудные месторождения проникают в глубь континента в основном по обновленным широтным древним структурам, общая конфигурация внешней границы пояса неправильна и условна. Она образует извилистую линию с ответвлениями, заходящими далеко на запад в пределы континента. Связь магматических пород и рудных месторождений с тектоническими процессами, протекавшими в обрамлении Тихого океана, подчеркивается их распространением: с приближением к Тихому океану появляются все более молодые образования. Об этом же свидетельствуют и данные анализа палеогеографии, которые позволяют наметить непосредственную связь мезозойских бассейнов осадконакопления с притихоокеанской областью, откуда распространялись трансгрессии, постепенно затухающие к западу.

Мезозойские магматические породы и месторождения в Азии проявлены не только в пределах отмеченных омоложенных близширотных складчатых зон, но и в древних кристаллических массивах, разбитых крупными разломами на блоки. В обширных зонах погружения и развития мощного платформенного чехла возникают своеобразные структуры активизированных синеклиз (Пхеннамская в Северо-Восточной Корее), где гранитоиды, проникая по разломам, обуславливают возникновение облекающих их брахискладок и окружаются кольцевыми зонами или венцами рудных полей. Тихоокеанский пояс дает ценный и неповторимый материал для изучения подобных областей активизации, которые занимают едва ли не половину рудоносных территорий его Азиатской ветви. К этому же типу, в частности, относятся богатейшие рудные провинции Южного Китая, а также Таи-Малайской рудной провинции.

В Американской ветви Тихоокеанского пояса намечается возрастная дифференциация его со сдвигами более молодых металлогенических зон к востоку, что нарушает общую центростремительную симметрию пояса и подчеркивает направленность горизонтального смещения во времени геологических событий, обусловленную, вероятно, общими планетарными причинами, может быть, такими, как ротация Земли.

Американская и Азиатская ветви различны в геохимическом отношении. Американская ветвь, развивавшаяся главным образом на основе эвгеосинклиналией, отличается преимущественным проявлением золотой и медной минерализации, связанной с гранитоидами повышенной основности. Олово хотя и присутствует здесь (Sainsbury, 1969), однако значительные концентрации его образуются лишь в Боливии. Эта ветвь характеризуется параллельнопоясовым расположением металлогенических зон, ориентированных вдоль обрамления Тихого океана. В отличие от Американской ветви Азиатская характеризуется преобладанием во Внешней зоне гранитов с сопутствующей им минерализацией сиалического профиля (олово, вольфрам). Золото здесь концентрируется вдоль крупных планетарных разломов (линеаментов). Рудоносные территории Азиатской ветви, как отмечалось, подчинены более сложным структурным закономерностям, чем в Американской ветви, и контролируются сочетанием тектонических элементов тихоокеанского (близмеридионального) и внутриазиатского (близширотного) направлений, в пересечении которых возникают сложные блоковые структуры с прямолинейными ограничениями.

Устанавливаемые в пределах Тихоокеанского пояса протяженные планетарные разломы документируются также по металлогеническим данным. Они продолжают и в океаническую область, что позволяет ставить и решать вопросы об устойчивости тектонического рисунка этого сегмента Земли и дают дополнительный материал о возможных масштабах относительных перемещений блоков на разных этапах развития.

Тихоокеанский рудный пояс сочленяется на юго-западе со Средиземноморским, на севере — со структурами обрамления погруженной Гиперборейской платформы, протягивающимися в близширотном направлении. Здесь происходит непосредственное сочленение складчатых сооружений и металлогенических зон северо-востока Азии и северо-запада Америки, которые в пределах так называемого Берингийского моста, существовавшего до последнего подъема вод Мирового океана, непосредственно соединялись друг с другом. Северное замыкание Тихоокеанского кольца документирует единство этой крупной планетарной единицы. Подобное же замыкание, во всяком случае с позднего мезозоя, можно предполагать на юге в районе Антарктики, куда поворачивают молодые вулканические зоны Южной Америки, с одной стороны, и восточно-австралийских островных сооружений — с другой. Таким образом, Тихоокеанский подвижной пояс в поздне меловое и третичное время представлял прерывистое кольцо, характеризовавшееся высокой тектонической и магматической активностью на значительном его протяжении. Далее последовательно будут охарактеризованы рудные провинции начиная с Южной Америки через континенты Северного полушария (Северную Америку, Азию) до Австралии, которая также в восточной своей части может быть отнесена к Тихоокеанскому подвижному поясу.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

СТРУКТУРНОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ОБЛАСТИ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Молодая складчато-глыбовая область Анд, принадлежащая к Тихоокеанскому рупному поясу, протягивается по границе между Тихоокеанской плитой и Южно-Американской платформой более чем на 20 000 км. От Южно-Американской платформы она ограничена крупнейшими линеаменентами – Перуанско-Боливийским на севере и Аргентинским на юге (Handbook of South America Geology, 1956, Weeks, 1959).

Эти линеаменты, образующие тупой угол, определяют дугообразный изгиб складчато-глыбовой зоны Анд. Угловатые очертания складчатой зоны с изломами на севере, как предполагается, обусловлены влиянием вдающегося далеко на запад Гвианского щита (Handbook of South America Geology, 1956). Подвижная система Анд, представленная серией параллельных и частично кулисообразно расположенных хребтов, развивалась длительно начиная с докембрия, когда здесь возникла сложная система геосинклиналей, огибавших древние массивы – фрагменты раздробленного, некогда единого (?) щита (Гвианский, Центральнo-Бразильский и Восточно-Бразильский, а также Северо-Патагонский и Южно-Патагонский). Докембрий (?) вскрывается и на самом побережье Тихого океана, где развиты древнейшие формации, включая древние железистые кварциты – итабириты (Южное Чили), а также в приподнятых блоках передовых и восточных Кордильер Аргентины (Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса, 1973). Можно предполагать, что докембрийский щит распространялся дальше на запад, в область, ныне погруженную под уровень моря.

Фрагменты докембрийского щита (или отдельные массивы) огибаются палеозойскими геосинклиналями, заключающими отложения от кембрия до девона. Самая крупная палеозойская геосинклиналь протягивалась на западе вдоль области, ныне занятой складчатыми сооружениями Анд (рис. 2). Кроме того, геосинклинальные зоны разъединяли и отдельные кристаллические массивы. К ним относятся бассейны: Амазонский (нижний силур, средний девон), Параибы (нижний силур, нижний и средний девон) и Сан-Франциско (нижний силур). Области погружения составляли звенья единой геосинклинальной системы, но развивались по-разному. Особый интерес представляет с точки зрения металлогении положение ранне-среднепалеозойского терригенного прогиба Боливии, который впоследствии дал начало знаменитому оловянно-свинцовому поясу. Этот прогиб располагается на изгибе структур Анд, обусловленном, вероятно, влиянием разрывных элементов регионального значения. Крупный разлом разделяет Аргентинское и Боливийское звенья после Кордильер. К югу от него расположен приподнятый блок Аргентины, где вскрываются породы докембрия, к северу – Боливийская зона развития палеозойских осадков. Предполагается, что в этой части Кордильер проявились ассинтская и каледонская складчатости, но особенно интенсивно выражена здесь складчатость герцинская, сопровождающаяся внедрением гранитов, выходы которых известны в Главном хребте Кордильер, Передовой и Восточных Кордильерах Аргентины, а также в Пампасских грядях. С позднепалеозойскими гранитами связана оловянная и вольф-

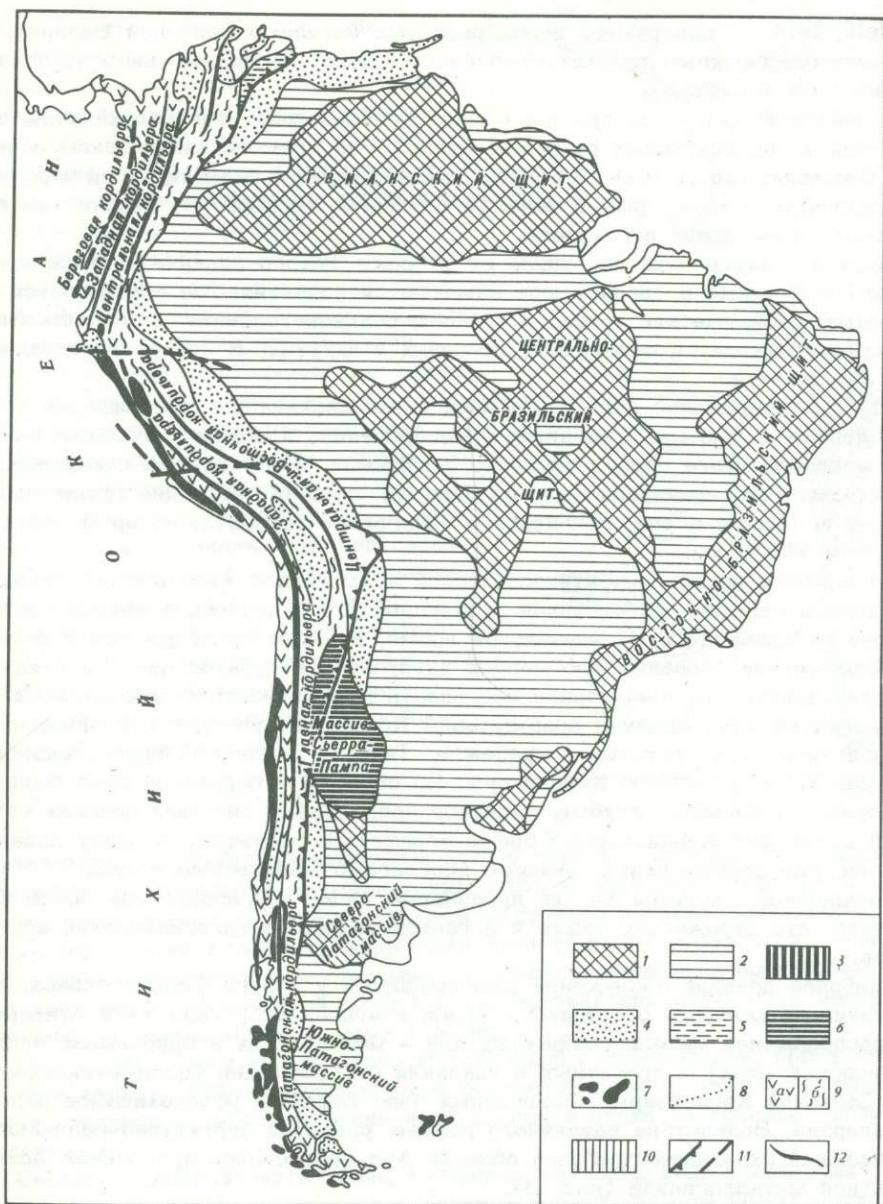


Рис. 2. Тектоническая схема Южной Америки (Хаин, 1971) с упрощениями автора. 1 - докембрийские щиты, 2 - платформенный чехол на щитах, 3 - срединные массивы, 4 - межгорные и передовые прогибы, 5 - осадочный чехол молодых платформ, 6 - области эпи платформенного орогенеза на докембрийском основании, 7 - гранитоидные массивы, 8 - зона развития ультраосновных пород, 9 - притихоокеанские геосинклинали: а - эвгеосинклинали, б - миогеосинклинали, 10 - впадины на срединных массивах, 11 - разломы, 12 - антиклинали

рамовая минерализации Аргентины и, возможно, часть месторождений Боливии. Пермское время отмечено воздыманием палеозойских сооружений и широким распространением оледенения.

В триасе происходит активизация ранее сформированных структур. В Андийской зоне изливаются кислые лавы, синхронные с проявлением траппового магматизма на платформе. В это же время или еще ранее в верхнем палеозое

(Ahlfeld, 1974) внедряются вдоль разломов батолиты Северной Боливии, сопровождаемые сложным рудным комплексом (олово, вольфрам, висмут, золото, свинец, цинк и сурьма).

В лейасе формируется притихоокеанская андезитовая эвгеосинклиналь, заложённая вдоль глубинных разломов, видимо, на древнем сиалическом основании. В мощных (до 10000–15000 м) отложениях этой геосинклинали чередуются осадочные породы, туфы и лавы (в основном порфириты), количество которых возрастает вверх по разрезу.

Юрская трансгрессия наступила со стороны Тихого океана, но была кратковременной – уже в средней юре намечаются поднятия; где формируются наземные вулканические толщи, а морское осадконакопление с соленосными фациями происходит в остаточных прогибах и лагунах. В сеноне геосинклиналь замыкается.

Эта кратковременно существовавшая эвгеосинклиналь с ее мощными толщами основных и средних вулканитов предопределила положение околотихоокеанского медно-золотого пояса. Частично с юрскими, а в основном с меловыми движениями (субгерцинская фаза по Штилле) связано внедрение гранитоидных батолитов, прежде всего, гигантского берегового батолита, который протягивается на 6000 км.

Дальнейшее развитие притихоокеанской зоны Южной Америки характеризуется главным образом интенсивной субэаральной вулканической деятельностью, которая развивается в позднемеловое время, а затем продолжается и в неогене. Характерной особенностью мелких интрузивов и субвулканических тел этого периода является их повышенная основность и щелочность (монцитонитоиды).

Третичный этап отмечен воздыманием Кордильер, которое сопровождалось образованием серии горстов и грабенов. Глубоко врезаемый грабен разграничил Главную и Береговую Кордильеры. По сбросам в береговой зоне было погружено на большую глубину западное продолжение системы древних сооружений Береговой Кордильеры. Сбросы ограничили третичную впадину запада Боливии, где формировались мощные неогеновые меденосные толщи.

Расчленение системы Анд на продольные блоки обусловило зональное ее строение, что отражалось также и в расположении металлогенических зон и поясов.

Наиболее древние сооружения располагаются у берега Тихого океана, а относительно молодые отступают в глубь континента. Таково же и относительное расположение металлогенических зон – мезозойских в прибрежной части (меденосный пояс) и третичных в удалении от побережья (полиметаллический пояс Западной Кордильеры, оловоносный пояс Боливии, развивавшийся вплоть до плиоцена. Вследствие различного режима развития структурно-фациальных зон сложной складчато-глыбовой области Анд обособились продольные зоны с различной металлогенией (рис. 3).

В расположении металлогенических зон относительно побережья в самой общей схеме устанавливается следующая зональность:

1) на западе (Береговая Кордильера) находится уникальный меденосный пояс протяжением 2100 км, совпадающий с зоной развития вулканогенно-осадочных юрских отложений и прорывающих их массивов гранитоидов и субвулканических тел;

2) восточнее, в водораздельной зоне Главной Кордильеры, пролегает полиметаллический пояс Перу, где оруденение локализуется чаще среди известняков и связано с субвулканическими телами;

3) еще далее к востоку, на участке излома направления подвижной зоны располагается медоносный пояс Боливии с месторождениями типа медистых песчаников;

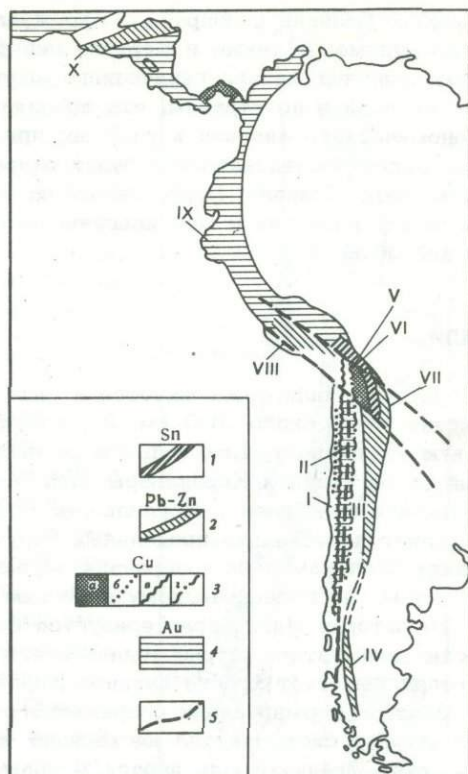
4) и, наконец, на крайнем востоке, уже на границе с Южно-Американской платформой расположен знаменитый оловоносный пояс Боливии, локализованный на изгибе подвижной зоны и сочленении ограничивающих ее главных линейментов.

В отдельных рудных провинциях (Чили, Боливия) отчетливо выступает и более мелкая зональность, обусловленная в одних случаях наличием узких

Рис. 3. Металлогенические зоны Южной Америки

Руды: 1 - оловянные, 2 - свинцово-цинковые, 3 - медные (а - медистые песчаники, б - вкрапленные руды в вулканитах, в - скарны и сульфидные жилы, г - медно-порфировые штокверки), 4 - золото, 5 - разломы.

Зоны: I - вкрапленных пластовых месторождений в вулканитах (нижняя юра), II - меденосных (и золотоносных) сульфидных жил и скарнов (верхний мел), III - медно-порфировых месторождений (в основном палеогеновых), IV - Южная полиметаллическая зона Чили и Аргентины, V - пояс миоценовых медных месторождений (медистых песчаников) Боливии, VI - оловянный пояс Боливии (верхний палеозой? - плиоцен), VII - полиметаллический пояс Боливии, VIII - третичный полиметаллический пояс Центрального Перу, IX - третичный золотоносный пояс Эквадора - юга Центральной Америки, X - Северо-гватемальский мезозойский полиметаллический пояс



параллельных структурно-фациальных зон, в других - протяженных разломов, определяющих появление магматических пород и месторождений. Металлогенические зоны второго порядка отличаются по составу металлов, генетическому типу месторождений и возрасту оруденения. Вместе с тем намечается и изменение характера минерализации по простиранию, обусловленное неоднородностью протяженной мезо-кайнозойской зоны Южно-Американских Кордильер, иногда ограниченных поперечными разломами (Ganser, 1973).

Особо выделяется южное звено Патагонской геосинклинали, образующей изгиб к западу, к Южно-Сандвичевой островной дуге. В этой малоизученной части континента известны проявления свинца и цинка на границе Чили и Аргентины.

Севернее располагается более изученная металлоносная территория Центрального и Северного Чили. Это звено характеризуется выдержанным меридиональным направлением структур, проявлением глубинных меридиональных разломов, определивших как локализацию юрской эвгеосинклинали с ее андезитовым вулканизмом и гранитоидными батолитами, так и развитие преимущественно медной минерализации. Восточнее располагается Аргентинская рудная провинция с широким проявлением медно-свинцово-цинково-серебряного оруденения и оловянная провинция Боливии.

К северу от Чили направление структур резко отклоняется к северо-западу - здесь располагается рудоносная область Перу с полиметаллическим оруденением.

Новый излом очертаний континента и направления структур отмечен поворотом их на северо-восток. В этом секторе (Эквадор, Колумбия, Венесуэла) получает развитие в основном золото. Далее эта золотоносная область смыкается с рудоносной провинцией юга Центральной Америки, приуроченной к той же эвгеосинклинальной системе.

Металлогенические области часто совпадают с административным делением. Именно этим можно объяснить локализацию богатейшего оловянного пояса в

пределах Боливии и сокращение минерализации на переходе к Аргентине на юг и, по-видимому, также в Перу на севере. Поэтому не будет большим нарушением принципа металлогенического анализа, если дальнейшее описание мы будем проводить по странам, что представляется целесообразным для общего экономического анализа и удобным при использовании литературных источников. Далее последовательно будут охарактеризованы рудные провинции Чили, Аргентины, Боливии, Перу, Эквадора, Колумбии, Венесуэлы с освещением особенностей геологии и металлогении отдельных секторов Андской металлогенической области.

ЧИЛИ

Территория Чили протягивается в виде узкой полосы длиной более 4000 м при ширине всего около 200 км. В географическом отношении она включает Береговую Кордильеру, Центральную депрессию, Центральную Кордильеру и западный склон Главной Кордильеры Анд. Местами граница ее проходит по водораздельной части Главной Кордильеры. В пределах этой узкой протяженной полосы выделяется несколько продольных структурно-фациальных зон, но в то же время может быть намечена поперечная зональность, обусловленная наличием блоков различных по геологическому строению и металлогении.

Территория Чили характеризуется сочетанием контрастных геоморфологических элементов: на расстоянии всего каких-нибудь 170 км происходит резкий перепад высот от хребта Главной Кордильеры (высота более 6000 м) до уровня моря. В формировании современного рельефа западного склона Анд, представляющего систему типа нисходящих клавиш с чередованием хребтов и впадин, существенную роль играли молодые движения, причем направления главных хребтов и разделяющих их прогибов определялись прямолинейными меридиональными разломами, параллельными региональному направлению структур. Так, видимо, разломы ограничивают Центральную депрессию, протягивающуюся в середине страны на несколько сот километров. Это, возможно, зарождающийся рифт, который в будущем приведет к отчленению в виде острова Береговой Кордильеры. Другой протяженный разлом определяет современную береговую линию, также ориентированную в меридиональном направлении. Возможно, по нему произошло опускание западных складчатых сооружений Чили под уровень моря.

Андийская геосинклиналь развивалась длительно. Можно предполагать, что она была заложена на древнем кристаллическом фундаменте, если прав К.Р. Фуллер (Fuller, 1965), отмечающий выходы метаморфических пород докембрия (?) в береговой зоне (от 28 до 50° южной широты). Среди этих метаморфических толщ обнаружены железистые кварциты, сходные с архейскими итабиритами (?) Бразилии. Предполагается, что здесь есть и докембрийские золоторудные проявления, связанные с метаморфическими толщами. Таким образом, предполагается, что кристаллический щит распространялся до современной береговой линии Тихого океана и представлял фундамент палеозойской геосинклинали. В свете этих данных (если только здесь нет ошибки в установлении докембрийского возраста метаморфических толщ), андийская палеозойская и последующая мезозойская геосинклинали представляются наложенными, развивавшимися на кристаллическом фундаменте, а в целом геосинклинальная андийская область может быть охарактеризована как полициклическая.

Палеозойская история развития территории Чили мало изучена. Видимо, сюда распространялась геосинклиналь, заложённая еще в нижнем палеозое. Отмечается проявление варисской складчатости, сопровождающейся внедрением гранитоидов. Палеозойские граниты, по К.Р. Фуллеру, вскрываются на юге Береговой Кордильеры, что позволяет предполагать былое продолжение к западу от современной береговой линии и палеозойских структур. С этими гранитами предположительно связывают часть золоторудных проявлений. Другая меридиональная цепочка мелких гранитоидных массивов палеозойского возраста просле-

Рис. 4. Рудоносные зоны центральной и северной частей Чили (Косов, Остроменский, 1968)

1 – районы проявления пластовых месторождений медных вкрапленных руд (юра), 2 – зоны медных сульфидных жил и скарновых залежей, связанных с верхнемеловыми гранодиоритовыми массивами, 3 – зона палеогеновых месторождений медно-порфировых руд, связанных с субвулканическими телами, 4 – район железорудных скарнов. Руды: 5 – медные, 6 – железные, 7 – золотые. Месторождения: 1 – Чукинамата, 2 – Потерильос, 3 – Эль-Сальвадор, 4 – Эль-Теньенте

жена вдоль меридионального разлома на склоне Главной Кордильеры в северной части страны.

Фрагменты древних структур – блоков докембрия и палеозойских сооружений – вскрываются лишь местами, главная же площадь Чили занята отложениями мезозойской Андийской эвгеосинклинали, которая, очевидно, возникла в результате погружения палеозойской складчатой области вдоль продольных региональных разломов. В это время формировались мощные осадочно-вулканогенные толщи, причем объемом вулканитов возрастал вверх по разрезу. Основные вулканические породы – порфириды, а также андезиты – содержат повышенные концентрации меди (до 200–300 г/т). Местами среди них встречаются пластообразные залежи, обогащенные медью, представляющие, как считает К.Р.Фуллер, сингенетические месторождения.

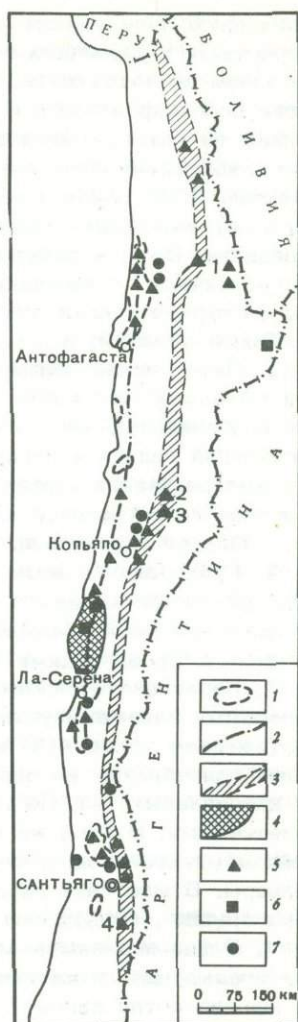
Развитие геосинклинального трога осложнилось образованием поднятий уже в средней юре, когда на грядах островных дуг происходило излияние наземных вулканитов, а в прогибах продолжалось морское осадконакопление.

В поздней юре проявилась складчатость с внедрением крупных диоритовых массивов, которые локализованы в прибрежной зоне. Морское осадконакопление продолжалось в межгорных прогибах до апте или альба, причем одновременно, но в разных зонах формировались и наземные андезиты и морские карбонатные осадки, в которых встречаются пластовые марганцевые залежи. В позднемеловое время произошло внедрение вдоль меридионального разлома крупных батолитов гранодиорит-монцитового состава. Эти массивы расположены к востоку от прибрежных подзалеурских диоритовых батолитов. С ними связаны меденосные и золотеносные сульфидные жилы и многочисленные железорудные месторождения скарнового типа, которые образуют особую скарновую субпровинцию протяжением более 700 км (рис. 4).

Еще далее к востоку располагается узкая зона развития палеоценовых (иногда более древних?) вулканитов и их жерловых и субвулканических фаций, приуроченная к системе меридиональных разломов. В этой зоне располагаются крупные месторождения медно-порфировых руд.

Таким образом, с запада на восток устанавливается омоложение возраста магматических и рудных проявлений от раннеюрского в западной (береговой) зоне к позднемеловому – в центральной и палеоценовому – в крайней восточной, протягивающейся на склоне Главной Кордильеры.

Линейное расположение разновозрастных образований, определяющееся разным тектоническим режимом развития, обуславливает и продольную металло-



геническую зональность с проявлением месторождений не только различного возраста, но и различных генетических типов. Однако во всех этих зонах ведущим металлом остается медь, образующая здесь огромные концентрации. С медью тесно ассоциирует золото и местами — молибден. Многочисленны, но незначительны по размеру железорудные месторождения скарнового типа, приуроченные к контактам позднемеловых гранодиоритовых массивов с туфами (Руис, Эриксен, 1962). Мало изучены, но представляют интерес вольфрамовые (шеелитовые) проявления скарновой формации. Имеются признаки оловянной минерализации. Важное значение имеют месторождения марганца как осадочные, сингенетические, с вмещающими толщами, так и гидротермальные, образованные метасоматически, под воздействием вулканических источников.

Таким образом, в пределах Чили можно выделить несколько субпровинций.

1. Патагонская полиметаллическая субпровинция, обособленная от остальной металлоносной части территорий, локализуется на изгибе Анд. Характерной особенностью металлогении этой части страны является развитие рудопроявлений свинца и цинка, меди, частью молибдена. К. Фуллер предполагает, что минерализация может иметь палеозойский возраст. Патагонская рудоносная зона протягивается вдоль границы с Аргентиной, частично распространяясь и на ее территории.

2. Субпровинция железистых кварцитов Береговой Кордильеры (на юге Чили), прослеженная между широтами $38-48^{\circ}$, перспективна в отношении метаморфогенных железо-марганцевых осадочно-метаморфических месторождений, сходных с Бразильскими (?).

3. Береговая субпровинция Северного Чили с нижнеюрскими пластовыми меденосными залежами установлена на интервале от 22 до 26° ю.ш. в зоне протяжением более 400 км. Пластообразные тела вкрапленных руд в эффузивах однообразны на значительном протяжении и располагаются в удалении от интрузивных тел. По представлению К. Фуллера они, возможно, являются сингенетическими. В этой же субпровинции встречается и наложенная эндогенная медная минерализация, связанная с верхнеюрскими батолитами Береговой Кордильеры. В массивах диоритов и их экзоконтактах развиты золоторудные, местами медные, сульфидные жилы широтного простирания.

4. Ранне-позднемеловая субпровинция медных руд, расположенная восточнее предыдущей, и частично ее перекрывающая, протягивается с перерывами на многие сотни километров и характеризуется минерализацией, ассоциирующей с батолитом гранодиоритов и монцититов. Интрузивы сопровождаются разнообразными месторождениями, начиная от скарновых и кончая среднетемпературными медно-сульфидными и золото-сульфидными жилами. Встречаются здесь также золото-кварцевые жилы.

5. Особая субпровинция устанавливается в интервале от 25 до 28° ю.ш., где в узкой полосе локализованы многочисленные железорудные скарновые месторождения. В составе скарнов участвуют магнетит, в меньшем количестве гематит, апатит, скаполит, амфиболы. В контактовой зоне этих массивов встречаются меденосные жилы, локализованные в региональных сбросах меридионального направления. Месторождения относятся к среднетемпературному типу, содержат халькопирит и пирит.

6. Следующую к востоку субпровинцию образует зона развития палеогеновых вулканистов и малых интрузий, сопровождающихся месторождениями медно-порфиrowого типа. Пояс этот протягивается более чем на 2000 км в строго меридиональном направлении. К нему приурочены такие крупнейшие месторождения медно-порфиrowых руд, как Чукикамата, Потерильос, Эль-Тьенъенте с запасами в миллионы тонн меди и множество других, более мелких. На расположение месторождений помимо региональных меридиональных тектонических зон оказывают влияние также зоны северо-западного направления. Некоторые из них уходят в юго-восточном направлении на территорию Аргентины, где также устанавливаются месторождения медно-порфиrowых руд.

Месторождения связаны с мелкими субвулканическими телами (штоками, дайками) монцититов, гранодиорит-порфиrow, порфиrowидных дацитов, тональ-

тов и других пород средней основности и повышенной щелочности. Нередко оруденение приурочено к трубам минерализованных брекчий, образованных в результате взрывных вулканических явлений. В составе руд участвуют халькозин, халькопирит, борнит, а из жильных минералов — турмалин, каолинит, гипс и другие. Месторождения залегают как в самих вулканических аппаратах, так и во вмещающих их туфах и в лавах и представляют в верхних частях приповерхностные образования, хотя на глубину минерализация продолжается на сотни метров без существенного изменения состава, что говорит о глубинном источнике растворов. Эта цепочка медно-порфировых месторождений протягивается на север в область Перу.

Наиболее крупными месторождениями этой группы являются Чукикамата, Эль-Тьеньенте, Эль-Сальвадор, Рио-Бланка, Диспуата и Потерильос (последнее ныне отработано). Месторождения располагаются на высоте около 3000 м на склонах Центральной Кордильеры.

Рудные тела месторождения Чукикамата залегают в монцитит-порфировом массиве (Косов, Остроменский, 1970).

Минерализация в виде прожилков и четко выраженных жил насыщает монцитит-порфировый массив и образует линзовидную зону длиной 3000 м и шириной до 1100 м. Главными минералами являются пирит, халькозин, энаргит и молибденит. Вмещающие порфиры окварцованы и серицитизированы. На месторождении глубоко проявились процессы окисления и хорошо развита зона вторичного обогащения. Запасы месторождения оцениваются в 13,5 млн. т меди.

На месторождении Эль-Тьеньенте развиты андезитовые лавы и секущие их тоналиты, дацитовые порфиры и кварцевые диориты. Минерализацией затронут трубообразное тело брекчий, иногда интенсивно турмалинизированных. Оруденение развивается по андезитам, тоналитам и дацитовым порфирам и образует кольцевую зону. Первичными минералами в прожилках являются халькопирит, борнит, халькозин и молибденит. Интересно, что турмалин отлагался уже после этих сульфидов.

В этой же зоне известны и трубообразные тела медных руд, приуроченные к турмалинизированным брекчиям.

На месторождении Эль-Сальвадор установлены разновозрастные субвулканические тела, рвущие третичные андезитовые покровы. Оруденение приурочено к трубчатому телу гранодиорит-порфиров, образуя вкрапленность по всему его объему (рис. 5).

Особый и редкий тип, характерный для Чили, представляют пластообразные залежи медных руд, которые неоднократно развивались в связи с проявлением вулканизма. Эти тела характеризуются рассеянной убогой вкрапленностью рудных минералов в вулканических породах, иногда в известняках.

Рудная провинция Чили представляет интересный пример эвгеосинклинали, в которой металлогеническая специализация рудоносных интрузивов и растворов предопределилась первично высоким содержанием металлов — меди и, возможно, золота в самих вулканиках. Именно эта особенность определила специфически медно-золотой профиль рудной провинции и повторение во времени золотого и медного оруденения, тесно связанных обычно в одних и тех же месторождениях, отличающихся здесь лишь по относительному содержанию того или иного металла. Некоторые месторождения характеризуются проявлением свинца и цинка, но также обычно в ассоциации с медью.

Таким образом, рудоносная провинция Чили интересна для установления сложного круговорота металлов в процессе возобновления различных циклов седиментации и магматизма с неоднократной перегруппировкой рудного вещества.

Интересной структурной особенностью металлогенической провинции Чили является наличие здесь продольных разломов, контролировавших заложение мезозойской эвгеосинклинали, а затем расчленивших узкую геосинклиналь на несколько продольных поясов с различным и разновременным магматизмом и разнотипной минерализацией. Узкие зоны, протягивающиеся на сотни километров при ширине в десяток километров, которые трассируются распределением маг-

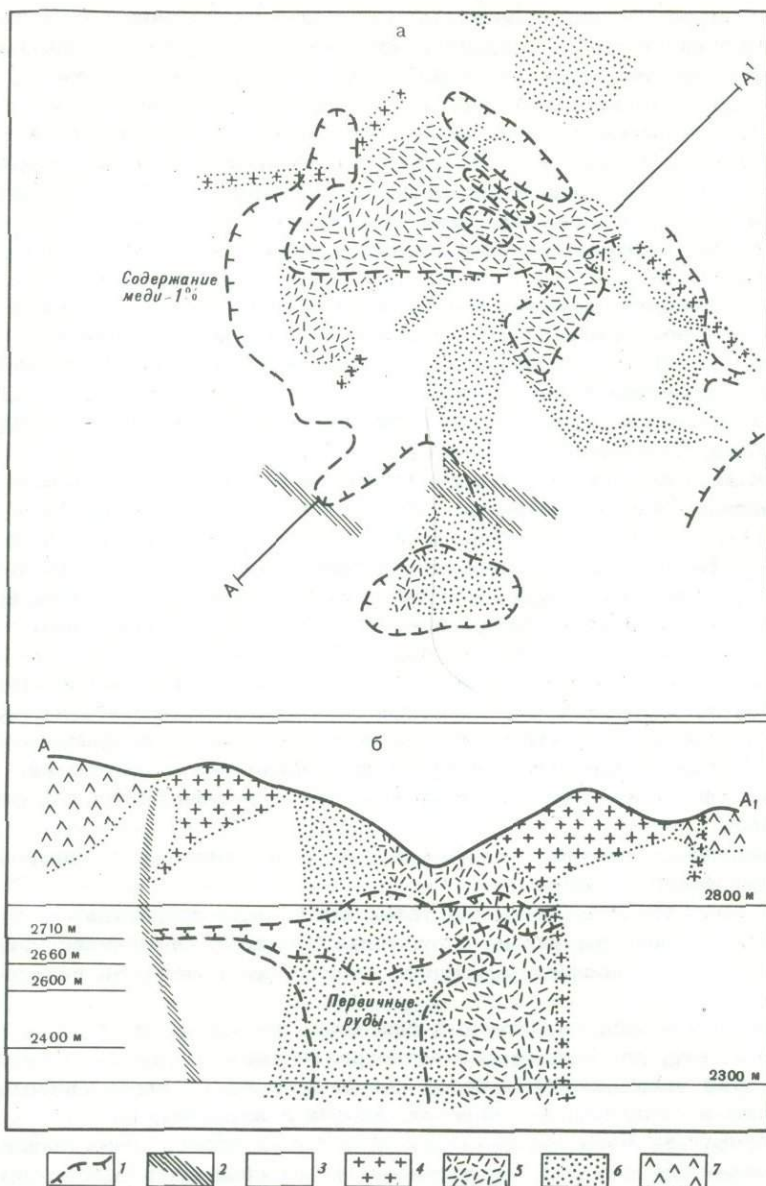


Рис. 5. Геологический план по горизонту 2710 м (а) и разрез (б) месторождения Эль-Сальвадор-II (Косов, Остроменский, 1968)

1 - контур промышленного оруденения, 2 - латитовые дайки, 3 - андезиты, 4 - кварцевые порфиры, 5 - гранодиорит-порфиры; 6 - гранодиориты мелкозернистые; 7 - риолиты

матических тел и рудных месторождений, отчетливо документируют глубинные меридиональные разломы. На участке, где происходит резкая смена простираний и структуры Анд меняют меридиональное направление на северо-западное, эти разломы затухают.

Наряду с продольной зональностью устанавливается поперечная. В частности, свои структурные и металлогенические черты имеет южный (Патагонский) отрезок Чилийской эвгеосинклинали, где проявлена полиметаллическая минерализация.

Отличны по истории развития южные отрезки, продолжающие Чилийский подвижный пояс, - Магелланова геосинклиналь, Южно-Сандвичева и Западно-Антарктическая зоны (Miller, 1967). Металлоносность их не изучена.

Продолжением рудной провинции Чили на севере являются рудоносные области Перу, которые лишь в южной части сохраняют специфически медный профиль. Далее к северу на участке, где структуры меняют меридиональное направление на северо-западное, меняется и общий характер геологического разреза, в частности большое развитие получают известняки, что отражается и на характере оруденения — здесь проявлена интенсивная свинцово-цинковая минерализация.

АРГЕНТИНА

Зона молодой минерализации Аргентины расположена в западной части страны и непосредственно примыкает к рудоносной провинции Чили. Она охватывает Восточную, Передовую и частично Главную Кордильеры, а также области Пампасских гряд и высокогорного плато Пуны (Stoll, 1965). Для этой территории характерно повсеместное проявление золота (рис. 6). На севере, кроме того, развиты месторождения меди, свинца, цинка, сурьмы и незначительные проявления олова. Восточная часть области Пампасских гряд, где вскрываются палеозойские граниты, прорывающие гнейсы докембрия, заключает многочисленные, но не крупные оловянные и вольфрамовые месторождения кварцевой формации, связанные с палеозойскими гранитами.

Геоморфологию Аргентинского отрезка Кордильер можно охарактеризовать следующим образом.

Осевая часть структуры — Восточная Кордильера, ярко проявленная в Боливии серией кулисообразных хребтов, на Аргентинском отрезке погружается, сменяясь областью так называемых Пампасских гряд — разноориентированных возвышенностей, воздымающихся на высоком нагорье. К западу от Восточной Кордильеры пролегает высокогорье Пуна, продолжающее высокоподнятую депрессию Альтиплана, а к востоку располагается Субандийская зона пологих дислокаций, которая продолжается на север в Боливию. Мощный комплекс девонских терригенных осадков, типичный для Восточных Кордильер Боливии, на аргентинском отрезке не проявлен. В то же время здесь широко развиты более древние образования — докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы кембро-ордовика, которые образуют чешуи, ограниченные надвигами, падающими под углом 45° и менее к западу.

В отношении металлогении наибольший интерес представляют Восточные Кордильеры и блоки древних докембрийских пород на восточной окраине высокогорья Пуна. Здесь развиты в основном золотые, медные и свинцово-цинковые месторождения и лишь местами на севере страны встречаются месторождения олова. Оруденение приурочено к метаморфическим толщам докембрия и нижнего палеозоя, вскрывающимся в виде меридиональных гряд (Miller, Singewald, 1919). Соответственно и рудопроявления образуют серии меридиональных зон. Так, на протяжении более 150 м от северной границы Боливии, от месторождений Санта Каталина, Ринконда (провинция Жужуй), Розарио до Ингахуатес (провинция Лос-Андес) отчетливо прослеживается золотоносная зона¹. Золотоносная зона провинции Лос-Андес протягивается в меридиональном направлении вдоль восточного края плато Пуна, где вскрывается блок древних пород. Согласно Миллеру и Зингевальду, мощность жил здесь достигает 2 м, протяжение — до нескольких километров. Особенно богаты золотом мелкие гнезда и прожилки. Местами встречаются полосчатые метасоматические жилы в сланцах и граувакках, сопровождающиеся вкрапленностью золотоносного пирита в их зальбандах. Россыпи этого района в прошлом интенсивно разрабатывались индейцами.

На этом же отрезке Аргентинских Кордильер проявлены медно-сульфидные жилы, также золотоносные. Среди месторождений этого типа представляет

¹ Многие месторождения, описанные Миллером и Зингевальдом, уже выработаны, однако их характеристика сохраняет металлогенический интерес.



Рис. 6. Схема размещения минеральных ресурсов Аргентины (Розин и Орлова, 1945)

интерес Сан-Антонио-дель-Кобрес в провинции Лос-Андес, где известно много жил мощностью от нескольких сантиметров до двух метров в древних конгломератах и кварцитах, а также в молодых эруптивных породах (андезитах, трахитах и туфах). Особенностью этого месторождения является широкое развитие сульфосолей. Так, в руднике Конкордия обильно тетраэдрит, который встречается наряду с халькопиритом, сфалеритом, пиритом. Руды заключают 6-7% свинца, 2-4% меди и значительное количество серебра. По данным Миллера и Зингвальда, золотая и медная минерализации уменьшаются с глубиной. В некоторых месторождениях отмечается увеличение с глубиной содержания цинка.

В северной части Аргентины известно и касситерито-сульфидное месторождение, представляющее как бы последнее на юге проявление оловянной минерализации Боливийской металлогенической провинции.

Свинец и цинк в аргентинских месторождениях связаны тесно с медью. Они встречаются в породах различного возраста от докембрийских метаморфических сланцев до третичных вулканитов, чаще ассоциируя с по-

следними. Богаты свинцом месторождение Гуандакол, руды которого содержат 25-30% свинца; Сан-Хуан с его серебро-свинцовыми рудами; месторождение Фиерте с кварцевыми жилами в палеозойских сланцах и гранитах, заключающими самородное серебро, тетраэдрит, галенит. Интересны по составу жилы месторождения Иглесия, сложенные кварцем, баритом, галенитом, сульфоантимонитами серебра и самородным серебром. Значительные концентрации свинца известны в месторождении Агилар провинции Жужуй, где рудные жилы прослеживаются на 5000 м.

Южнее морфология и структуры Аргентинских Анд меняются - происходит погружение Восточной Кордильеры и Субандийских Кордильер. Замыкается по направлению к югу и депрессия Пуна. В этой части западной Аргентины располагается высокогорье Пампаских хребтов с серией возвышенностей, сложенных докембрием, воздымающихся среди горизонтального плато, покрытого миоцен-плистоценовыми и четвертичными отложениями.

Месторождения олова и вольфрама, связанные с палеозойскими гранитами, прорывающими докембрийские гнейсы, развиты на востоке Пампаских гряд, в рудных провинциях Сан-Кордова и Сан-Луис. Древние образования здесь вскрываются на возвышенностях, из-под молодых миоцен-плистоценовых отложений, залегающих горизонтально. В районе широко развиты пегматиты, аплиты, грейзены и кварцевые жилы. Оловянные и вольфрамовые месторождения относятся к вольфрамито- и касситерито-кварцевой формации (Лос-Кондорос).

На этом отрезке аргентинских складчатых сооружений в пределах предгорья Кордильер, Передовой и Западной Кордильеры прослеживаются проявления золота и меди.

Особый интерес представляет месторождение Фаматина (провинция Ла Риоха) с комплексными сложными рудами. В рудном поле Фаматина имеется несколько рудников, здесь находится главный медедобывающий рудный округ.

страны. Месторождения приурочены к палеозойским сланцам, переслаивающимся с известняками (кембрий – девон – ?) и прорванными гранитами, пегматитами и зеленокаменными породами. Особенно интересен рудник Мехикана, где вскрыто много жил кварца с кальцитом и пиритом. Рудные минералы представлены энаргитом, фаматинитом, тетраэдритом, халькопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом. Содержание меди понижается с глубиной. Богатые руды находятся в изолированных гнездах. Особенностью месторождений других округов Фаматина является широкое развитие сложных сульфоарсенидов и сульфоантимонитов.

Другим важным источником меди служит месторождение Капититас в провинции Катамарка. Широито ориентированные жилы этого месторождения секут вкрест простирания контакт гнейсов и порфиров. Рудное тело длиной до 4 км при мощности до 2 м разрабатывалось до глубины 200 м. Сульфиды заключены в неправильных гнездах, сложенных пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Кроме этих минералов в рудах присутствует полибазит.

На крайнем западе страны в зоне хребта Центральных Кордильер из Чили распространяется в Аргентину медная минерализация типа медно-порфировых руд (García, 1969).

БОЛИВИЯ

На территории Боливии продолжают структурно-морфологические элементы, охарактеризованные при описании структур Аргентины и Южного Чили. Особенностью боливийской части Анд является их резкий изгиб с изменением близмеридионального направления на северо-западное, а также общее погружение структур Восточных Кордильер и появление здесь развивавшейся уже на докембрийском фундаменте узкой наложенной палеозойской парагеосинклинали, выполненной мощными толщами терригенных отложений.

В области Боливии с запада на восток выделяются: а) Западная Кордильера, продолжающаяся на севере Чили и в Перу; б) высокогорное плато Альтиплано; в) Восточная Кордильера (Кордильера Аполабама, Кордильера Реаль и др.), продолжающаяся сюда из северной Аргентины и далее соединяющаяся с Восточной Кордильерой в Перу; г) Субандская зона предгорий, отделяющая Восточную Кордильеру от района равнин; д) равнины Бени-Чако, расположенные между Субандским хребтом и Бразильским щитом.

Эти структурные элементы развивались по-разному, что определило проявление продольной металлогенической зональности (рис. 7).

Западная зона Альтиплано, располагающаяся в грабене между Восточной и Западной Кордильерами, представляет третичный наложенный прогиб. В основании третичного комплекса вскрываются геосинклинальные складчатые породы фундамента – морской девон в терригенных фациях, морские и континентальные толщи карбона и перми с многократным проявлением ледниковых отложений.

После значительного перерыва здесь произошло отложение континентальных осадков эоцен-олигоценного возраста с песчаниками в основании разреза и чередованием алевролитов и песчаников в верхней его части. Мощность этого комплекса превышает 4000 м. Перерыв в осадконакоплении отделяет этот комплекс от континентальных грубообломочных отложений миоцена и плиоцена, в верхней части которых широко развиты вулканические образования. Эти вулканогенно-осадочные толщи вмещают залежи медистых песчаников.

Характерной особенностью главного палеозойского прогиба Восточной Кордильеры, в котором локализован оловоносный пояс, является накопление осадков мощностью более 10 000 м, причем терригенные образования преобладают. Стратиграфический разрез здесь охватывает морской кембрий, ордовик, силур, девон. Пермо-карбовое время характеризуется преимущественно континентальными отложениями, переслаивающимися с морскими. После поднятия

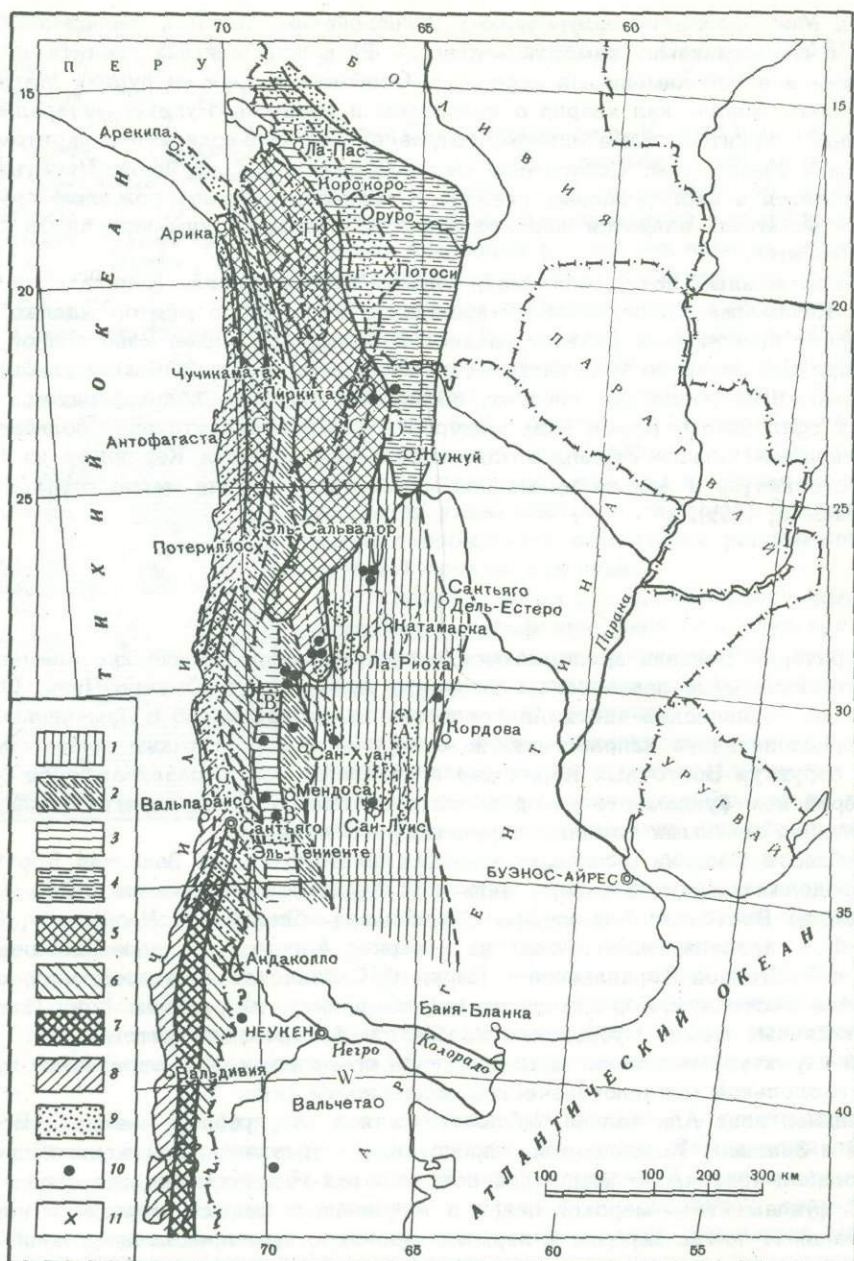


Рис. 7. Структурно-металлогеническая зональность Аргентины, Боливии и Чили (Stoll, 1965)

Морфоструктурные провинции: 1 - Пампасские хребты, 1а - Транспампасские хребты, 2 - Прекордильера, 3 - Фронтальная Кордильера, 4 - Восточная и Центральная Кордильеры Боливии и Восточная Кордильера Аргентины, 5 - Пуна или Альстиляно и Западная Кордильера Боливии, 6 - Анды - Главная Центральная Кордильера или Высокая Кордильера (граница Западных Кордильер Боливии предположительна), 7 - Меридиональная долина Чили, 8 - Береговая Кордильера, 9 - рудные районы, 10 - Третичные (главным образом миоцен-плиоценовые) металлогенические центры Аргентины, 11 - рудные месторождения

Металлогенические провинции: А - докембрийская провинция Пампасских хребтов (на востоке - Sn, W, Mo, на западе - Sb, Pb - Zn, Cu, Sn третичного возраста), В - герцинская (?) провинция Фронтальной Кордильеры (Sn, W, Mo),

в пермское время и внедрения интрузий область вступает в период длительного континентального развития, не нарушаемого морскими трансгрессиями.

В составе отложений этой геосинклинали преобладают терригенные породы – алевролиты, чередующиеся с песчаниками; в нижней части разреза широко развиты кварциты. Здесь же встречаются и прослой спилитов, а также силлы диабазов. Периодически в разрезе проявляются ледниковые отложения – в тилитовом горизонте силура, в континентальных отложениях карбона и перми (формация Гондваны). Карбонатные породы для разреза в общем не характерны – они лишь незначительно проявлены в континентальных толщах мелового времени.

В период отложения осадков этой геосинклинали был перерыв в силуре, но значительных складчатых деформаций не происходило. Пологие складки образовывались во время внедрения по разломам верхнепалеозойских (?) или нижнемезозойских гранитов. При этом возникали куполовидные брахиантиклиналы, облекающие гранитные тела. Наиболее интенсивные дизъюнктивные дислокации проявились в плиоценовое время, когда сформировалась и усложнилась складчатая структура и произошло общее воздымание хребтов.

Крайняя восточная Субандская зона, согласно Фр.Зоненбергу (Кордильеры Америки, 1967), представляет пояс складчатых предгорий. Для этой зоны характерны линейные асимметричные гребневидные антиклиналы, разделенные широкими синклиналиями, с надвигами и взбросами, падающими на запад. В ядрах антиклинальных структур вскрываются морские девонские отложения, представленные терригенными фациями, а также смешанные (морские и континентальные) отложения карбона и перми. Общая мощность палеозойских осадков здесь значительно меньше, чем в соседней зоне Восточных Кордильер (менее 2000 м). Синклинали сложены третичными континентальными отложениями.

По представлению Фр.Зоненберга, Боливийский геосинклинальный трог, начиная с кембрийского времени, – миомагматического типа. Здесь не возникали шарьяжи или покровы, а в основном преобладали крутонаклонные взбросы, обуславливающие блоковую структуру области. Пологий надвиг устанавливается лишь на восточном склоне горных сооружений.

Наряду с продольными тектоническими элементами в Боливии намечаются и поперечные разломы: северный, параллельный границе Бразильского щита, ограничивающий на севере впадину Бени-Чако, центральный, разделяющий Боливию на две части и совпадающий с современным изгибом складчатых и орографических форм, и южный – подвижная зона, разграничивающая центральное и южное звенья боливийской геосинклинали (разлом Арика-Санта-Крус). Как считает Фр.Зоненберг, поперечная обособленная зона здесь, вероятно, заложилась в докембрии и омолаживалась впоследствии. Она сохраняет активность и доньше. Этот разлом разделяет участки, характеризующиеся различным развитием: южнее его в синклиналиях вскрываются молодые отложения от каменноугольных до третичных, которые почти неизвестны на севере; гранитные интрузивы вскрываются лишь севернее, что доказывает относительное воздымание северного блока.

К востоку от Анд элементы широтного направления подчеркиваются изгибами речных долин и возвышенностей, а также сейсмическими аномалиями вдоль

Окончание подписи к рис. 7

С – палеозойский (?) золотой пояс СЗ Аргентины; Д – нижнепалеозойская (свинцовая) провинция Агилар, Е – триасово-юрская (?) провинция Кордильеры Реаль или северной части Боливийского вольфрамо-оловянного пояса, F – миоценовая средняя и южная части вольфрамо-оловянного Боливийского пояса, G – Ларамийский Чилийский медный пояс, Н – третичный медный пояс Корокоро; I – плиоцен-четвертичный пояс россыпной золотоносности Лас Юнгас (границы приблизительны)

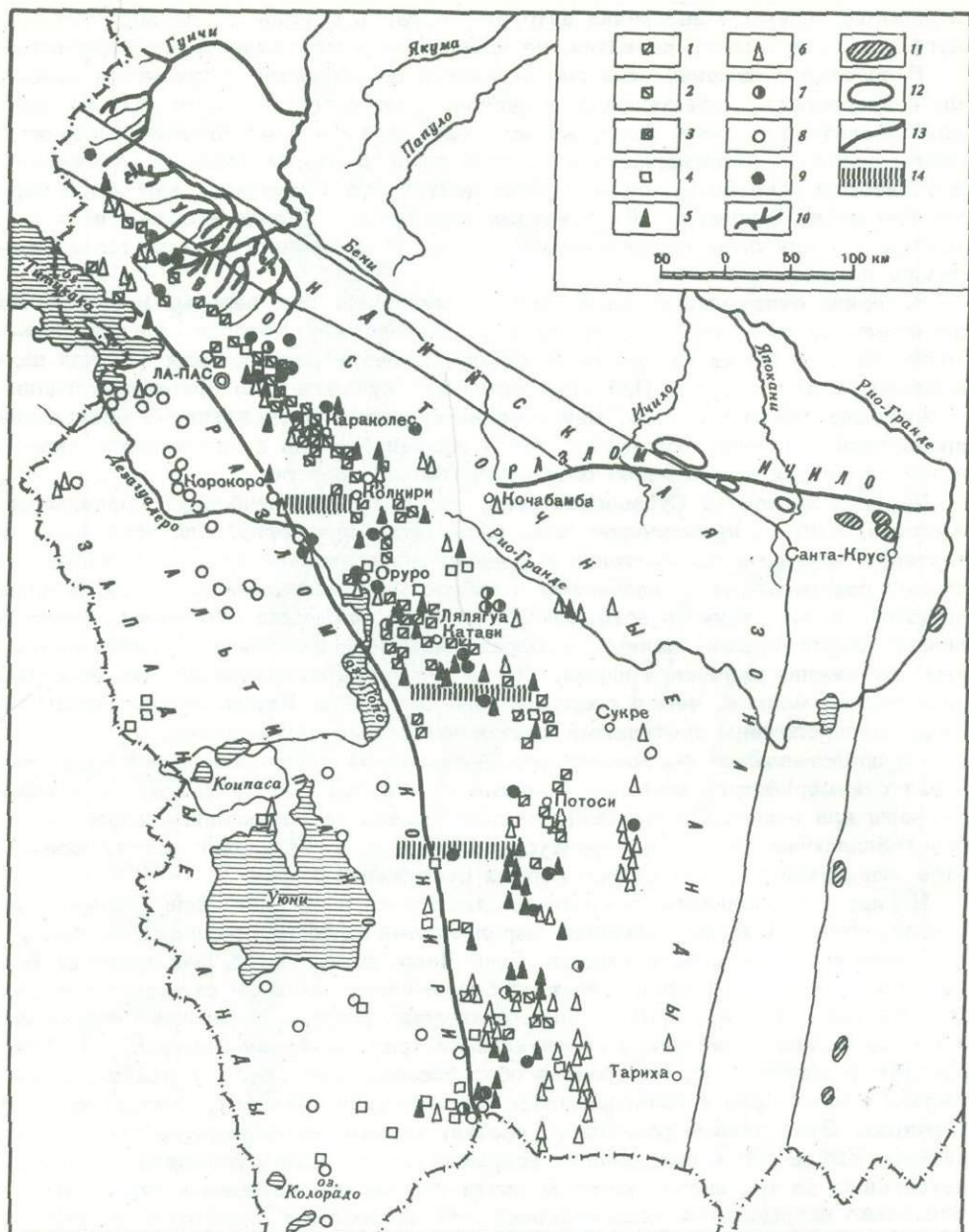


Рис. 8. Карта полезных ископаемых Боливии (Красный, 1973)

1 - олово, 2 - вольфрам, 3 - олово и вольфрам, 4 - серебро, 5 - сурьма, 6 - свинец, цинк и серебро, 7 - висмут, 8 - медь, 9 - золото, 10 - аллювиальные россыпи золота, 11 - нефтяные месторождения эксплуатируемые, 12 - предполагаемые нефтеносные площади, 13 - главные разломы, 14 - предполагаемые поперечные разломы

линий, примерно соответствующей 17° ю.ш., что подтверждает представление о наличии здесь крупной поперечной тектонической линии.

Оловоносный пояс, охарактеризованный детально в работах Ф.Альфельда (Ahlfeld, 1954, 1957, 1958, 1967, 1974 и др.), Торнэра (Torneaure, 1935, 1945, 1947, Торнэр, 1964), протягивается более чем на тысячу километров от границы с Перу на севере до границы с Аргентиной на юге (рис. 8).

В северной его части вскрываются раннемезозойские (или позднемезозойские) гранитные массивы, образующие узкую прерывистую цепочку, южнее развиты субвулканические третичные тела и вулканиты. И с теми и с другими пространственно тесно ассоциируют оловорудные и другие месторождения.

Как отмечают Ф.Альфельд и А.Шнейдер-Щербина (Ahlfeld, Schneider-Scherbina, 1964), гранитоидные массивы Северной Боливии формировались в интервале 190–185 млн. лет назад. Эти данные получены как по минералам интрузивных пород (биотиту, калиевому полевоому шпату), так и по мусковиту из оторочек рудных жил. В последнее время Ф.Альфельд (Ahlfeld, 1974) относит граниты к верхнему палеозою.

Гранитоидные массивы сложены преимущественно кварцевыми мионцонитами и гранодиоритами, причем наблюдается определенная эволюция пород во времени от более основных диоритовых разновидностей, монцонитов, гранодиоритов до калиевых гранитов, образующихся на заключительном этапе. Гранитоиды главной фазы внедрения образуют батолитоподобные тела, приуроченные к разломам и локализованные в антиклинальных структурах. Отмечается конкордантный характер массивов и облекание их брахиантиклинальными структурами: массивы располагаются во вздутых антиклинальных складках, характеризующихся почти горизонтальным сводом и относительно круто наклоненными крыльями. Такое соответствие формы складок и морфологии массивов можно, очевидно, представить как проявление пликативных деформаций одновременно, а может быть, вследствие внедрения гранитоидных пород. Ранние магматические образования – гранодиориты, монцониты – сопровождаются ореолом высокотемпературного метаморфизма в осадочных породах, что говорит об относительно большой глубине застывания гранитоидов.

Более поздние кислые разновидности, представленные калиевыми гранитами, образуют чаще мелкие дискордантные интрузивные тела. Они имеют порфиоровое или мелкозернистое сложение. Как предполагают Ф.Альфельд и А.Шнейдер-Щербина, эти поздние интрузии внедрились уже в более высокие горизонты, вследствие чего в их контактах не наблюдается сколько-нибудь значительного преобразования вмещающих пород. Предполагается, что аналоги этих интрузивов имеются и в Южной Боливии, где они проявляют себя лишь в ореолах метаморфизма или включены в сложные полихронные вулканические третичные аппараты и переработаны ими. Магмогенерирующий очаг на юге располагается на большей глубине, чем на севере, и батолиты еще не вскрыты эрозией.

Южное и Северное звенья рудоносной провинции развивались по-разному. Уже на раннем этапе развития на юге Боливии прогибание было меньше, чем на севере. Вместо тонких пелитовых осадков, широко развитых в Северной Боливии, здесь развиты песчаники мелководной фации, отмечавшие своим образованием поднятие. Воздымание еще резче выражено южнее, на территории Аргентины, где вскрываются более древние – кембрийские (местами докембрийские) породы.

Второй период магматической активизации был, видимо, в эоцене и затем в миоцене, когда на границе с зоной Альтиплано широко проявлялись по разломам вулканические и субвулканические образования, сопровождавшиеся медной и полиметаллической минерализацией.

После значительного интервала покоя оживление тектонической деятельности отмечалось в плиоцене. Обновление старых продольных разломов и образование новых обусловили повторное проникновение магмы из глубинного магматического очага. Период образования вулканитов охватывал более 10 млн. лет. В это время формировались лавы и туфы риодацитов, дацитов, риолитов. С этими вулканическим и субвулканическим комплексами в парагенетической связи находятся самые молодые оловянные месторождения.

Как и в раннемезозойском комплексе, олово здесь ассоциирует с вольфрамом, медью, свинцом и цинком, сурьмой и ртутью. Как отмечают Ф.Альфельд и А.Шнейдер-Щербина, в результате наложения молодых вулканитов на раннемезозойские гранитоиды и месторождения произошли процессы перекристаллизации и регенерации как пород, так и руд. В штоках диоритов близ ин-

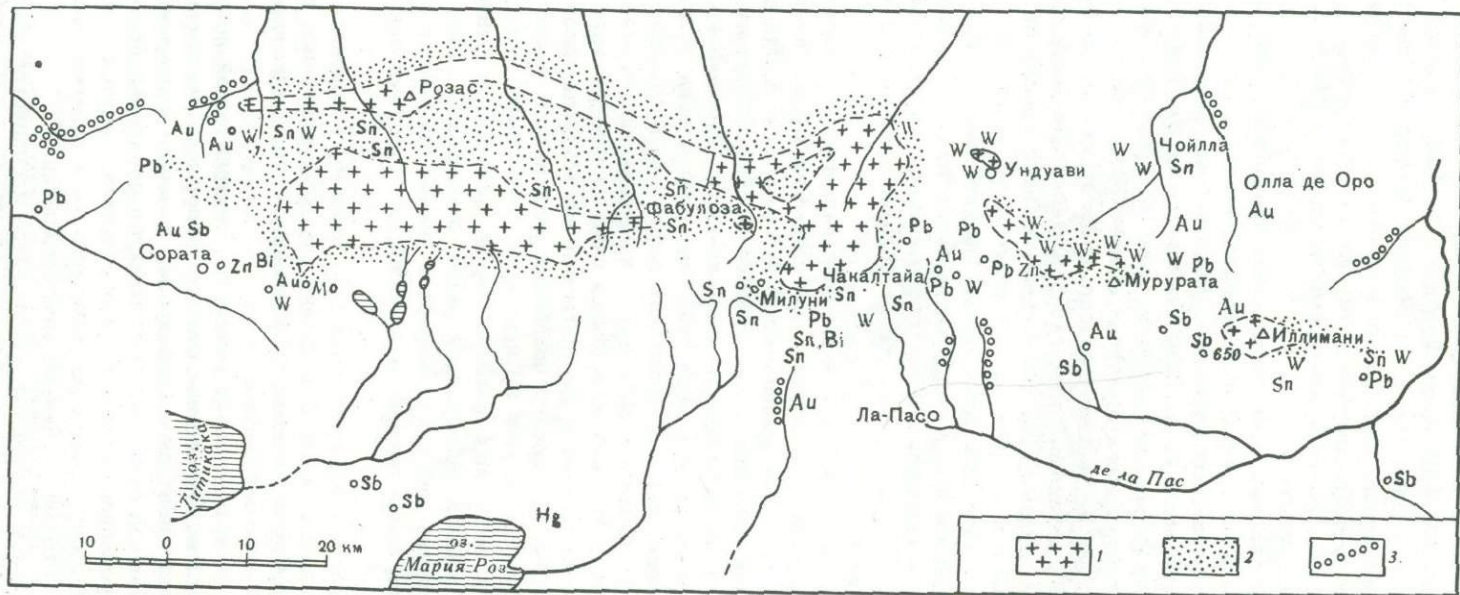


Рис. 9. Зональное расположение рудных месторождений относительно гранодиоритовых массивов Северной Боливии.

1 - гранитоиды; 2 - контакто-метаморфизованные породы; 3 - месторождения; 4 - россыпи

трузий третичного возраста развита грейзенизация. В некоторых вольфрамовых месторождениях вольфрамит разложен на агрегат шеелита и гюбнерита. Очевидно, происходили и другие, более сложные преобразования.

Среди рудопроявлений раннемезозойской (или позднепалеозойской?) метаталлогенической эпохи выделяются разновозрастные образования, приуроченные к разным фазам дифференциации единого магматического комплекса. По представлениям Ф.Альфельда и А.Шнейдер-Шербины, здесь наблюдаются четыре этапа минерализации: 1) золотой, 2) медный, 3) вольфрамо-сурьмяный и 4) олово-висмутовый (Ahlfeld, Schneider-Scherbina, 1964). Однако в последней работе Ф.Альфельда (Ahlfeld, 1974) месторождения южного сурьмяного пояса, являющиеся главным промышленным источником сурьмы, относятся к позднему плиоцену, о чем будет сказано далее.

Три первых этапа связаны с ранней фазой внедрения гранитоидов повышенной основности, в то время как олово-висмутовый — с фазой формирования кислых гранитов. Отмеченная последовательность образования ассоциаций разных металлов доказывается пересечением золотоносных жил медными, а затем вольфрамовыми жилами и вольфрамовых — оловянно-висмутовыми. Нередко наблюдаемое совмещение различных металлов в одних и тех же жилах объясняется омоложением устойчивых трещинных структур, открывающих доступ новым порциям растворов.

Родство вольфрама с медью и золотом и, наоборот, антагонизм его с оловом, совмещение оловянных и вольфрамовых руд упомянутые авторы объясняют лишь структурным совпадением, что, впрочем, опровергается приводимым Альфельдом рисунком жилы Чоилла.

Обособлено в пространстве и во времени золото, хотя оно иногда встречается также в оловянных и вольфрамовых рудах. Месторождения вольфрама, сурьмы и ртути в контактовых ореолах мезозойских гранитоидных массивов тесно ассоциируют друг с другом, образуя непосредственные переходы и проявляя в распределении отчетливую зональность (рис. 9). Так, вольфрамовые месторождения располагаются в осевой части рудоносной зоны, тяготея к гранитоидным массивам и обрамляющим их контактовым ореолам; сурьмяные месторождения образуют внешние зоны этих концентрических структур, а на крайней периферии встречаются месторождения ртути (Ahlfeld, 1957).

На юге Боливии сурьмяные месторождения обособлены от оловянных и вольфрамовых, тяготея к крупным меридиональным разломам и располагаясь в удалении от интрузивных пород. Эти месторождения, по Ф.Альфельду, самые молодые, формирующиеся и в настоящее время.

Далее приводятся закономерности распределения различных металлов.

ОЛОВО

Оловянные месторождения Боливии широко известны и многократно описаны как в зарубежной, так и в советской литературе. Олово является главным предметом добычи в Боливийской рудной провинции. Особенно интенсивно оно добывается с начала этого века в основном из месторождений, которые ранее в верхней их части разрабатывались на серебро. Исключительное богатство Боливии оловом общеизвестно. Из одного только месторождения Лягтуа добыто уже более 0,5 млн. т олова. Современные запасы Боливии составляют около 2 млн. т. Вероятно, они окажутся еще большими, если учесть относительно бедные руды. Месторождения олова представлены различными генетическими типами, начиная с пегматитов, кварцевых жил и грейзенов и кончая касситерито-сидикатными и касситерито-сульфидными месторождениями, которые и представляют основную промышленную ценность.

В представлениях о геологии олова Боливии в последние годы произошли существенные изменения. Установлено, что руды Северной Боливии, связанные с гранитоидными массивами, являются не третичными, как считалось раньше, а мезозойскими или позднепалеозойскими. В то же время для южных месторождений (Центральная и Южная Боливия) бесспорна их принадлежность к

неотретичному вулканическому циклу. Характерно, что типы минерализации этих двух разновозрастных эпох, хотя и имеют свои отличия, не лишены сходства: и для мезозойских (позднепалеозойских?) месторождений Северной Боливии и для позднеотретичных Южной Боливии характерно проявление касситерито-сульфидных месторождений и относительно небольшая роль месторождений касситерито-кварцевой и пегматитовой формаций.

К пегматитовой формации относится давно известное месторождение Фабулоза, находящееся на южном окончании батолита Сората (Ahlfeld, 1926). Жила заключает крупнокристаллический касситерит, триплит, литиофилит, а также молибденит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, пирит, сфалерит и станнин. Содержание олова около 1%. Своеобразные пегматиты с обильными наложенными сульфидами отражают специфическую особенность металлогении оловорудной провинции Боливии. Отмечается, что жилы пегматита по простиранию переходят в кварцевые.

К касситерито-кварцевой формации можно отнести проявления оловоносных грейзенов на глубоких горизонтах вольфрамового рудника Чоилла (рис. 10), где в апикальных частях апофиз гранитов наблюдается объемная грейзенизация с тонкорассеянным касситеритом, а в жилах наряду с вольфрамитом присутствует касситерит (рис. 11).

Очень разнообразны и обильны касситерито-силикатные и касситерито-сульфидные месторождения с турмалином, хлоритом и сложным комплексом разнообразных сульфидов с арсенопиритом, пирротином, пиритом, железистым сфалеритом, галенитом. Наиболее крупными представителями месторождений этого типа являются Вилоко и Кольквири.

Месторождение Вилоко (рис. 12) располагается в западном экзоконтактном ореоле гранодиоритового батолита Квимза Крус, причем с удалением от массива наблюдается определенная горизонтальная зональность с проявлением молибденита в виде рассеянной вкрапленности в апофизах гранита, развитием кварцево-вольфрамитовых жил в самом контакте гранодиоритов с осадочными породами и обильными крупными оловорудными жилами, образующими сложные системы с преобладающим северо-восточным на востоке и северо-западным на западе простиранием. Оловорудные жилы протягиваются на расстояние до километра, образуют сложные разветвления, локализуясь в основном в песчаниках и значительно реже в аспидных сланцах. В пределах главной жилы здесь разрабатывался один крупный рудный столб протяжением 500 м. Из этого столба добыто с 1903 г. 50 тыс. т олова. В зальбандах рудного тела развиты турмалиновые роговики. Жильное выполнение составляют кварц, касситерит и обильные сульфиды — пирротин, халькопирит, пирит и арсенопирит.

Другое крупное месторождение этого типа — Кольквири (Cambell, 1947) располагается на южном погружении гранитного массива Квимза Крус. Здесь основным источником руды являлась Главная жила, прослеженная на 3000 м по простиранию. Эта наиболее крупная жила Боливии протягивается в северо-восточном направлении вкрест простирания основных складчатых структур. На севере она расщепляется и сменяется серией мелких кулисообразных жил, локализованных в меридиональной тектонической зоне. Мощность жилы достигает 70 м. На глубину она прослежена до 500 м; по падению наблюдается расщепление ее на параллельные жилки в средних зонах и последующее их слияние на глубине в единое рудное тело мощностью 75 м с содержанием 0,85% олова. Наряду с Главной жилой имеются и другие параллельные ей. Месторождение относится к хлоритово-сульфидному типу и характеризуется ассоциацией хлорита с касситеритом, флюоритом и относительно скудным кварцем. Жильное выполнение слагают массивные сульфиды — главным образом пирротин, сопровождаемый арсенопиритом, халькопиритом, энаргитом, станнином, железистым сфалеритом и галенитом. Пирротин в верхних горизонтах замещен пиритом и марказитом. В сфалерите развита обильная эмульсионная вкрапленность станнина. Ко второй, более поздней фазе минерализации, отделенной от первой дроблением, относятся сидерит, магнетит, пирит и марказит,

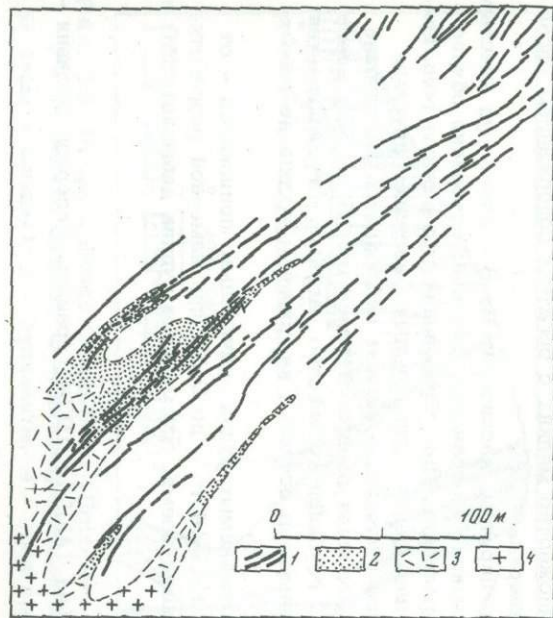


Рис. 10

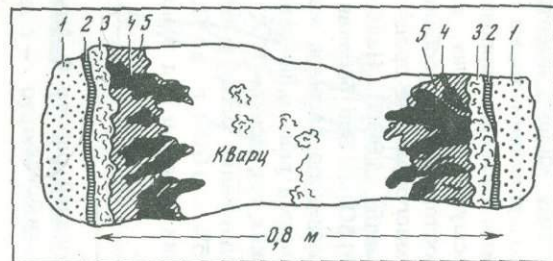


Рис. 11

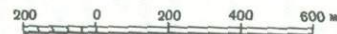
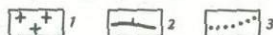
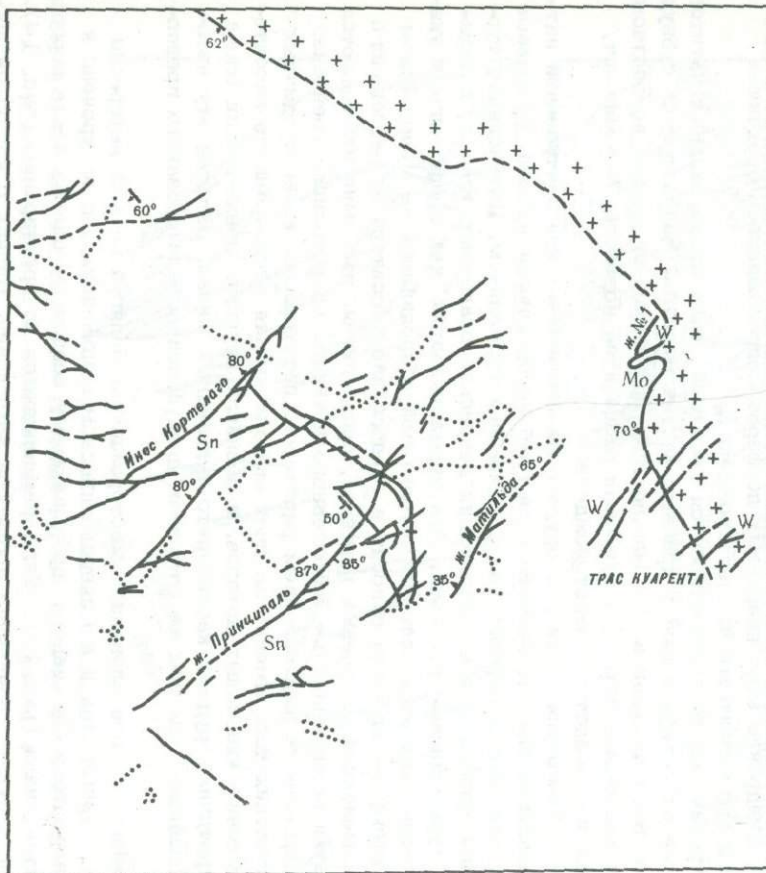


Рис. 10. Схематический геологический разрез через рудные тела олово-вольфрамового месторождения Чойлла

1 - вольфрамоносные жилы, 2 - оловоносные грейзены, 3 - гранит-порфиры краевых фаций, 4 - граниты

Рис. 10-21 по Ф. Альфельду, А. Шнейдеру-Шербине (1964)

Рис. 11. Симметрично-полосчатая жила месторождения Чойлла

1 - метаморфические сланцы, 2 - слюда, 3 - касситерит, 4 - вольфрамит, 5 - арсеницит

Рис. 12. Зональность месторождения Вилоко

1 - гранитоиды, 2 - жилы, 3 - сбросы

отлагающиеся в открытых трещинах. Интересно, что с глубиной увеличивается количество сфалерита и уменьшается — флюорита и касситерита.

Неотретичные оловянные месторождения, связанные с вулканитами, развиты в Центральной и Южной Боливии. Они ассоциируют с приповерхностными штоками и этмолитами вулканических пород кислого и среднего составов. Как указывают Ф.Альфельд и А.Шнейдер-Шербина, массивы вулканитов, контролирующие проявление интенсивной оловянной минерализации, являются сложными и включают разновозрастные образования. Эти авторы предполагают, что в штоке Сальвадора, локализирующем оловянное оруденение Лялягуа, имеются две последовательные инъекции. Наиболее древними являются кварцевые порфиры центральной части штока, которые предположительно относят к мезозойскому этапу и считают их апикальным выступом скрытого на глубине гранитоидного массива¹. Внедрение этих кварцевых порфиров сопровождалось брекчиями взрыва, широко развитыми на месторождении.

К неотретичному времени относятся небольшие тела порфиroidных латитов, проявленные на севере и юге в краевых частях массива. Возраст этих субвулканических тел определен в 9,4 млн. лет. Авторы параллелизуют в возрастном отношении кварцевые латиты с куполами риодацитов возраста 7–8 млн. лет, известными по соседству с месторождением.

Особенно благоприятными для оруденения явились породы центральной интрузии, представленные на значительной глубине брекчиями взрыва. Кварцевые порфиры почти нацело переработаны, замещены турмалином. Интенсивная турмалинизация проявлена и в окружающих девонских осадочных толщах, превращенных в турмалиновые роговики. Эта турмалинизация, как предполагают указанные авторы, является автопневматолитовой и проявилась на мезозойском этапе. К этому же времени относят и образование касситерита, рассеянного в массе измененных кварцевых порфиров, предполагая, что ныне наблюдаются лишь остатки разложенного и замещенного древнего оловоносного грейзена, трансформированного под влиянием растворов, поступающих из неотретичных субвулканических тел. Именно за счет выщелачивания этого раннего касситерита, по мнению указанных авторов, и возникли крупные концентрации олова в позднеотретичных рудных касситерито-сульфидных жилах. Излагая эту интересную концепцию, мы все же отмечаем дискуссионность высказанных предположений.

Крупнейшее в мире оловянное месторождение Лялягуа весьма интересно как в структурном, так и в минералогическом отношении. Оно приурочено к порфировому штоку Сальвадора, прорывающему осадочные палеозойские породы в ядре антиклинали (рис. 13). Жилы расщепляются по простиранию (рис. 14). Характерно широкое проявление процессов замещения. Наряду с крупными протяженными жилами имеется множество мелких с богатым содержанием олова, широко проявлены также штокверки.

Жилы сложены пирротинном, пиритом, касситеритом. В составе руд участвуют висмутин, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, станнин; интересно обилие сульфостаннатов и особенно франкеита. При образовании руд важную роль играли многократные процессы замещения одних рудных минералов другими (Tugmeaure, 1935). Наибольшее обогащение оловом наблюдается на глубине 250–450 м. Эта богатая оловоносная зона составляет от 15 до 50% всего вертикального размера жил. С глубиной количество касситерита сокращается, в то время как количество сульфидов остается на прежнем уровне до самых глубоких горизонтов.

Содержание олова в обрабатываемых рудах значительно понизилось — от 12–15% в 1908 г. до 0,8% в 1924 г. и до 0,5% при камерной разработке больших объемов руд в настоящее время. Ежемесячно рудник добывает 350 т олова.

¹ В поздней работе Ф.Альфельда (Ahlfeld, 1974) граниты Северной Боливии — палеозойские.



Рис. 13. Геологическая схема и профиль месторождения Лялягуа
 1 - сланцы, 2 - песчаники, 3 - граувакки, 4 - порфировый шток Сальвадора, 5 - сбросы

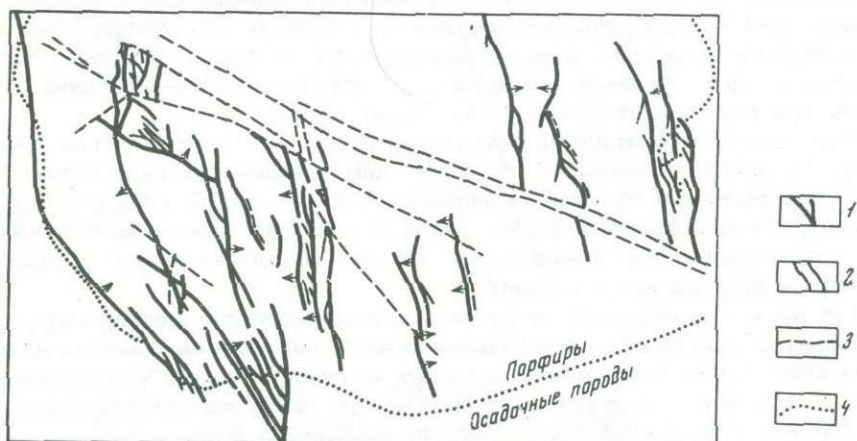


Рис. 14. Схема расположения главных рудных жил месторождения Лялягуа
 1 - главные жилы, 2 - ответвления жил, 3 - сбросы, 4 - линия контакта

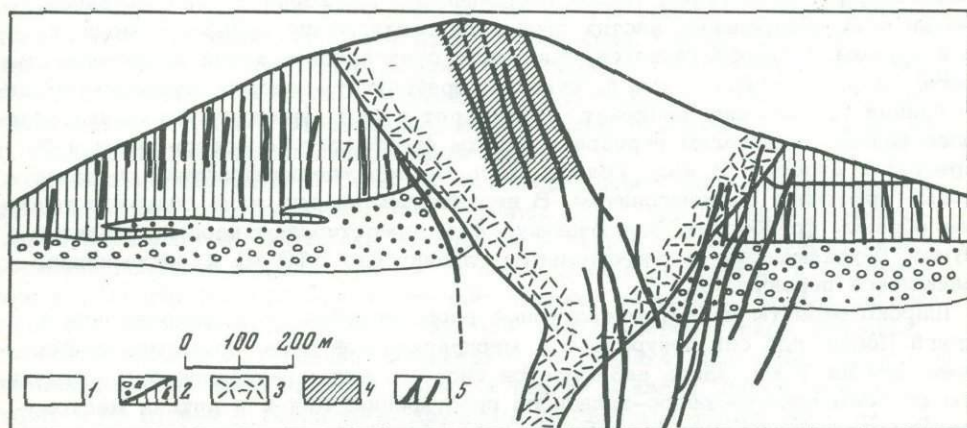


Рис. 15. Профиль штока Серро-Рико (Потоси)
 1 - девонские сланцы, 2 - нижнетретичные отложения (а - конгломераты, б - туфы и сланцы); 3 - вулканиты, 4 - зона смятия, 5 - рудные жилы

Другим весьма интересным месторождением является Потоси, также приуроченное к вулканическому аппарату (рис. 15). Вулканическое тело Потоси имеет воронкообразную форму и резко сужается на глубине. Так, на горизонте 4375 м оно имеет эллиптическую форму и вытянуто в меридиональном направлении до 1 км по длине оси. На горизонте 4035 м подсечено лишь сравнительно маломощное жильное тело близмеридионального простирания. Рудные жилы имеют в основном меридиональное направление и на глубине выходят из тела дацитов в аспидные ордовикские сланцы. Жилы здесь имеют сравнительно неправильную, "капризную" морфологию, сменяются зонами замещения.

Характерна очень большая глубина зоны окисления с развитием светлого вторичного мелкозернистого касситерита, образованного при разложении сульфостаннатов. В рудах широко развиты минералы серебра — фрейбергит, пираргирит, миаргирит, самородное серебро и аргентит. Комплекс этих минералов в основном наложен на оловянные руды, причем отчетливо выделяются две одновременные фазы рудной минерализации: 1) кварц, пирит, касситерит, станнин, вольфрамит, висмутин, проявленные в самых глубоких частях жил, и 2) ассоциация благородных серебряных руд, развитая на верхних горизонтах. Конечную (послерудную) фазу минерализации представляют алунит, вавелит и апофиллит, выполняющие сброс на глубоких горизонтах.

В месторождении устанавливается вертикальная зональность с обилием минералов серебра и вторичного касситерита в верхних горизонтах и появлением на глубине висмутина, самородного висмута, станнина. Вместе с тем отмечается и горизонтальная зональность с развитием олово-серебряных руд в центре, а свинцово-цинковых — по периферии штока.

Образец низкотемпературного оловянно-серебряного месторождения представляет Порко, приуроченное также к выходам плиоценовых вулканитов. Характерно для этого месторождения широкое развитие пирита (при отсутствии пирротина), обилие сфалерита и галенита и обогащение оловом на границе первичных и окисленных руд, по-видимому, за счет осаждения его из растворов, образованных при окислении станнина.

Другой пример низкотемпературного золото-серебряного месторождения представляет Оруро, также разрабатывавшееся в прошлом на серебро. Здесь жилы на поверхности проявлены в аспидных сланцах, а на глубине переходят в тело дацитов. Как и в других месторождениях, здесь намечается веерообразное разветвление единой жилы вверх по восставию. Рудные тела образованы путем выполнения открытых полостей с развитием пористых и микродрузовых текстур. Ранняя стадия проявлена в хлоритизации и развитии гематита. В это время образуется пирит, слагающий до 80% жильного выполнения, а также кварц и касситерит. После тектонических движений и приоткрывания трещин в их центральных частях происходило отложение сульфидов меди, свинца и сурьмы и сульфостаннатов. Минералы отлагались в такой последовательности: сфалерит очень скудный, станнин, фрейбергит, андорит, сульфоантимониты свинца (жемсонит, цинкенил, буланжерит и др.), франкеит и галенит. Наиболее важным носителем серебра являются фрейбергит (с содержанием 14% серебра) и андорит. В жиле Гранде этого месторождения франкеит образует тесные разрастания с жемсонитом. В верхних частях эта жила содержит главным образом фрейбергит. Закрывающую фазу представляют каолин, диккит и алунит, опускающиеся на значительную глубину (до 510 м) и, несомненно, являющиеся первичными.

Широко развиты низкотемпературные олово-серебряные месторождения в округе Поопо, где они приурочены к меридиональной зоне, протягивающейся более чем на 7 км. Здесь наблюдается система жил, приуроченных к нормальным сбросам северо-северо-западного простирания. Как и в других месторождениях, устанавливаются две стадии минерализации: ранняя с кварцем, пиритом, сфалеритом и скудным касситеритом и поздняя, заключающая сфалерит, вуртцит, станнин, жемсонит, фрейбергит, цилиндрит, колломорфный пирит и обильные минералы серебра. Интересной особенностью месторождения является

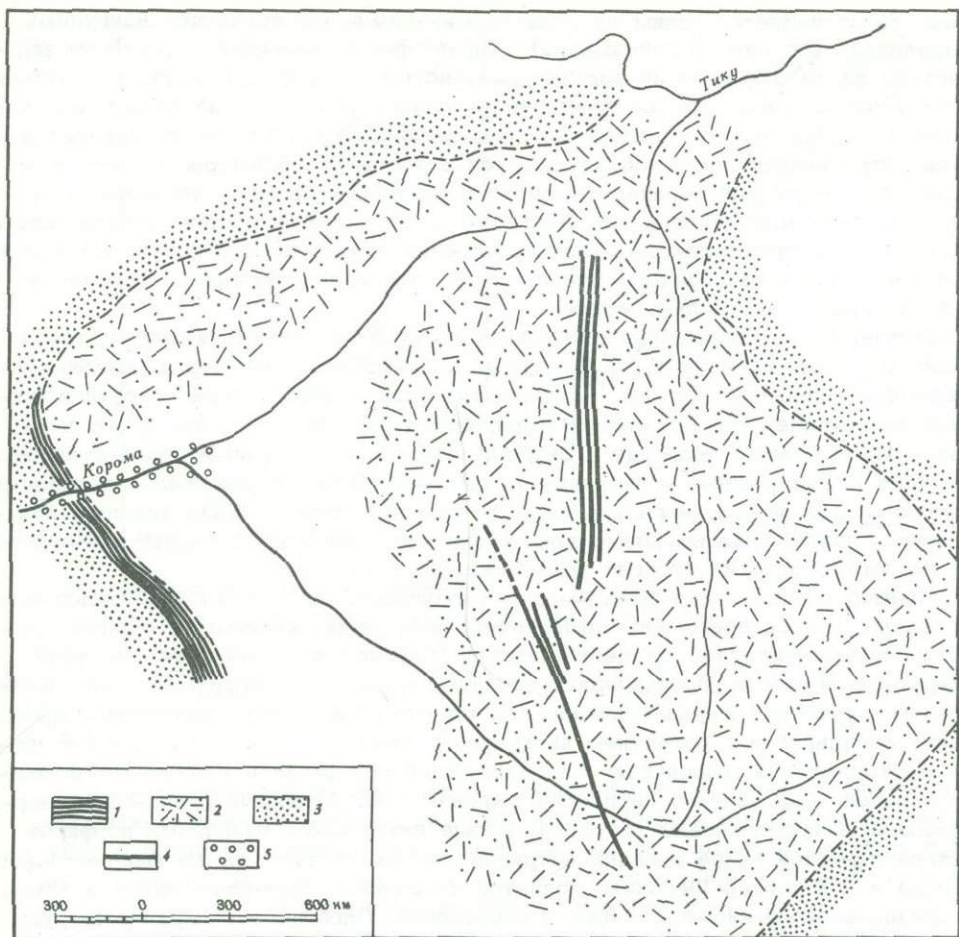


Рис. 16. Схема месторождения Каргуайколло

1 - палеозойские сланцы, 2 - миоценовые интрузивные дациты, 3 - плиоценовые лавы и туфы, 4 - рудные жилы, 5 - оловоносные россыпи

ся малое количество первичного касситерита и большое количество сульфостаннатов. Цилиндри́т, открытый здесь еще в 1892 г., в особенно больших количествах встречен в рудниках Санта Крус и Тринакрья. Сульфостаннаты и джемсонит содержат в небольших количествах серебро (цилиндри́т - 0,5, франкеит - 1, джемсонит - 0,45%). Большая часть добываемого касситерита представляет собой вторичное образование. Этот вторичный касситерит возник за счет гипогенного окисления сульфостаннатов.

Окончание меридиональной системы жил представляет небольшое месторождение Кандилария, расположенное близ границы Кордильер с зоной Альтиплана. Здесь наблюдается уникальная ассоциация - тесное субмикроскопическое прораствание галенита с касситеритом в ассоциации с вюртцитом и пиритом. Состав двуминерального агрегата отвечает тиллиту и, видимо, возник за счет распада этого сульфостанната, устойчивого в узких температурных условиях.

Очень интересные ассоциации характерны для рудника Монсеррат, где также установлены две фазы минерализации: в первой - кварц, пирит, темный сфалерит и во второй - кварц микродрозовый со светлым турмалином, пирротинном (замещенным пиритом, марказитом), тиллитом, арсенопиритом, станнином, вюртцитом, касситеритом; самыми поздними являются франкеит в ассоциации с пиритом и доломитом. Тиллит встречается лишь на верхних горизонтах и исчезает глубже 235 м. Характерно его замещение поздними сульфидами.

Касситерит является одним из поздних минералов и встречается в крупных выделениях (до одного сантиметра). Характерен игольчатый касситерит золотистого цвета, образующий радиально-лучистые агрегаты. Присутствие турмалина и пирротина во второй фазе минерализации указывает на повышение температуры после приоткрывания жильных трещин. Ограниченное по вертикали распространение тиллита, образующегося в узком температурном интервале, указывает на резкий перепад температур растворов по мере восхождения и быстрое снижение температуры во времени. Растворы в данном случае, как и в других месторождениях, богатых сульфостаннатами, носили первичный щелочной характер, а на конечном этапе, когда отлагались вюрцит, марказит и алунит, приобрели кислую реакцию.

Примером месторождения с обильными сульфостаннатами является также Каргуаликолло (Turneaure, Gibson, 1945), представленное меридиональными жилами в плиоценовых туфах и вулканитах (рис. 16). Глубокая эрозия вскрывает на глубине шток дацитов. На месторождении отмечены две фазы: первая — пирит, кварц, сфалерит и скудный касситерит; вторая — сульфостаннаты, вюрцит и благородные серебряные сульфосоли. В некоторых жилах проявлена только вторая фаза минерализации. Для них характерно обилие тиллита, являющегося иногда главным минералом. Характерно, что и здесь тиллит разлагается на субграфический агрегат галенита и касситерита.

Пример оловянно-вольфрамо-медно-висмутowego месторождения представляет Тасна, в свое время служившая чуть ли не единственным источником мировой добычи висмута. На месторождении вскрываются живообразные тела кварцевых порфиров, прорывающих аспидные сланцы и кварциты девона. Жилы имеют широтное и меридиональное простирание. Характерно отчетливое проявление зональности с развитием висмутовой минерализации в центральной части месторождения, оловянной — на ближайшей периферии и оловянно-свинцово-серебряной — на далекой периферии рудного поля. Аспидные сланцы метаморфизованы в турмалиновые роговики. Кроме интрузивов, кварцевых порфиров, устанавливается более древний интрузив дацита. Именно он, по мнению Ф.Альфельда и А.Шнейдер-Щербины, является источником турмалинизации, а также оловянно-вольфрамово-висмутового оруденения. Оловянно-вольфрамовые руды здесь очень богаты, но не распространяются на большую глубину. Жилы содержат пирротин, вольфрамит (местами обильный), висмутин, халькопирит, арсенипирит, темный сфалерит с включениями станнина, сидерит и кварц, а также бесцветный турмалин. Касситерит в собственно висмутовых жилах отсутствует. Предполагают, что источником висмута, вольфрама и олова является купол, скрытый на глубине гранитной интрузии. Более поздние сульфиды связаны с заимствованием металлов при внедрении миоценовых субвулканических тел. Как и для других указанных выше примеров, эти идеи о регенерации представляются весьма интересными, но еще не достаточно доказанными.

Месторождения Искаиска, Чокайя и Чорольк связаны с эруптивными штоками, окруженными контактовыми ореолами. Месторождение Искаиска (рис.17) характеризуется также зональным распределением металлов с проявлением вольфрамовых жил в контактовых роговиках, окружающих вулканический некк, и оловянных — за их пределами, в неметаморфизованных осадочных породах. На периферии этой структуры имеются жилы свинца (Канделария, Артуро), иногда с сурьмой (Чанкаюк). Интересны на месторождении системы жил двух направлений: меридионального, совпадающего с простиранием структур на этом участке, и близширотного, отражающего проявление региональных широтных дислокаций.

Весьма интересны месторождения Чокайя и Чорольк, расположенные в пределах одной широтной тектонической зоны, ограничивающей на севере массив неотретичных вулканических пород. На месторождении Чокайя отмечена система жил северо-восточного направления (рис.18). На этом протяжении устанавливается горизонтальная зональность распределения металлов с проявлением олово-серебряных руд в северной части рудного поля и собственно серебряных в южной его части.

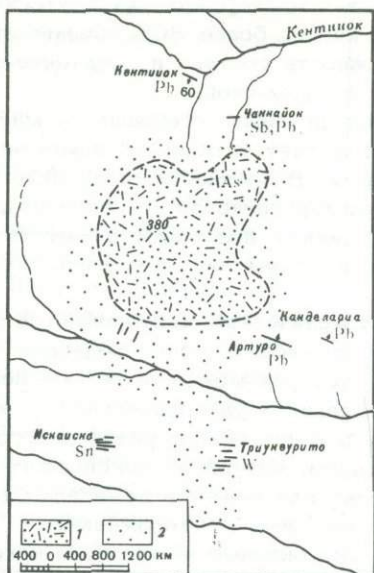


Рис. 17. Зональность в районе месторождения Исаиска
1 - шток Исаиска, 2 - контактово-измененные породы

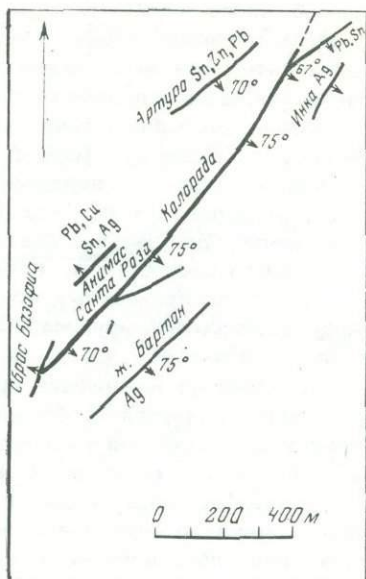


Рис. 18. Изменение состава рудных жил по простиранию в месторождении Чокай

Дациты, вмещающие оруденение, сильно пролититизированы, местами слабо турмалинизированы. Главная жила Колорада разрабатывалась на протяжении 700 м по простиранию и на глубину 600 м. На верхних горизонтах центральной ее части (рудник Гвадалупе) она была маломощной и бедной. На глубине же содержание олова и мощность жилы увеличивались.

Устанавливаются две фазы минерализации: первая - пирит, касситерит, кварц, и вторая - арсенопирит, висмутин, халькопирит, станнин, фрейбергит, миаргирит, пираргирит, галенит, халцедон и марказит. В верхних частях жил развиты фрейбергит и станнин, исчезающие на глубине.

Месторождение Чорольк, расположенное к востоку от Чокайи, весьма интересно в структурном отношении. Оно приурочено к штоку рудо-дацитовых брекчий, вскрывающемуся среди туфов и лав.

Вулканыты прорывают и перекрывают сланцы ордовика. Жильная система здесь приурочена к широтной ослабленной зоне и сами жилы имеют близширотное или восток-северо-восточное направление. Близ штока локализуются оловянно-вольфрамовые жилы, а в удалении от него - серебряные и висмутовые. Минерализация прослежена вглубь до 800 м. С глубиной увеличивается содержание растворимого олова (суксита), вольфрамит ассоциирует с арсенопиритом.

Как следует из приведенного описания наиболее типичных оловянных месторождений, Боливия представляет уникальный регион широкого развития касситерито-сульфидной минерализации с редкими ассоциациями минералов. Месторождения, сходные с боливийскими, установлены в пределах азиатской части Тихоокеанского пояса - на востоке СССР и в Китае. Однако прямого повторения Боливии с ее своеобразной минерализацией нигде не отмечено. Уникальность месторождений в какой-то мере обусловлена своеобразием геолого-тектонической обстановки - многократным проявлением магматизма с унаследованием профиля минерализации, что связано с длительной активной жизнью устойчивых разломов.

Сравнение мезозойских и позднегеретичных месторождений вулканического ряда показывает более сложный состав последних; для позднегеретичных месторождений типичны вообще более низкотемпературные ассоциации. Место

пирротина, обычного в касситерито-сульфидных месторождениях плутонического ряда, здесь занимает пирит, слагающий иногда более 80% объема жильных тел. Вместе с тем для них характерна сложность состава и сочетание оловянной минерализации с полиметаллической и сурьмяной.

Многочисленное замещение одних минералов другими, превращения минералов с разложением сложных сульфостаннатов позволяет установить изменение физико-химических условий минералообразования. В частности, сочетание сульфостаннатов, указывающих на щелочной характер раствора, и более поздних "кислотных" минералов, таких, как алунит, диккит, позволяют отметить изменение кислотности растворов во времени и пространстве, возможно, под влиянием окисляющих поверхностных вод.

Изучение взаимоотношений минералов вулканических месторождений представляет большой интерес для воссоздания сложной истории процессов рудообразования. Одной из важнейших проблем, которая может быть выяснена на примере Боливии, является проблема регенерации и унаследованности оруденения в результате наложения одновременного магматизма, разделенного значительным интервалом времени. Таким образом, изучение оловянного пояса Боливии по-прежнему дает основной материал для решения важнейших вопросов геологии, металлогении и генезиса оловянных месторождений.

Сравнительно слабо изучены в Боливии оловянные россыпи. В некоторых районах здесь встречаются промышленные россыпи с запасами до 15 тыс. т олова при содержании 0,6 кг/м³ (Эль Сентарио). Общие запасы олова в россыпях исчисляются в 30-40 тыс. т металла. При значительном богатстве коренных месторождений и относительно глубокой эрозии некоторых из них можно было бы ожидать наличие более богатых и обильных россыпей. Может быть, в дальнейшем такие россыпи и будут еще установлены. Значительная часть касситерита здесь рассеяна в массе флювиогляциальных отложений, в древних моренах, за счет перемыва которых местами возникают аллювиальные россыпи. Однако в общем проблема выявления россыпей для Боливии, видимо, по-прежнему сохраняет свою актуальность.

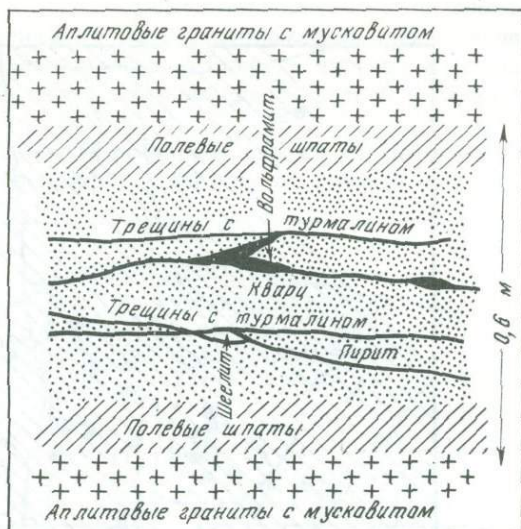
ВОЛЬФРАМ

Вольфрамовые месторождения в основном сосредоточены в Северной Боливии и связаны непосредственно с массивами гранодиоритов. Наиболее крупными являются Больса Negro, Вилоко, Чамбилайя, Амутари, Чикоте и Ками. Месторождения высокотемпературные и представлены кварцевыми и кварцево-сульфидными жилами. Главными вольфрамовыми минералами являются вольфрамит и ферберит, реже встречаются гюбнерит и шеелит. Закономерности распределения этих минералов различны. В высокотемпературных месторождениях преобладает вольфрамит и реже присутствует ферберит. Гюбнерит и шеелит встречаются в эпитермальных рудах. Проявления того или другого вольфрамата определяются, как считают Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина, различными соотношениями кальция, марганца и железа в растворах на разных этапах дифференциации интрузивов. В высокотемпературных месторождениях шеелит обычно является более поздним, а в эпитермальных сурьмяных - выделяется до ферберита.

Вольфрамовые высокотемпературные месторождения Северной Боливии локализируются в гранитоидах или в приконтактной части гранодиоритовых массивов в породах, претерпевших значительное термическое контактное воздействие. В жилах наряду с кварцем присутствуют мусковит, турмалин (рис. 19) и часто в значительном количестве сульфиды - арсенипирит, пирротин, пирит.

Взаимоотношения вольфрамовых и оловянно-висмутовых жил сложное. На глубоких горизонтах рудника Чоилла обнаружены обломки кварцево-вольфрамитовых жил, заключенные в линзовидные апофизы гранита с микропегматитовой структурой. На эти апофизы налагается оловянно-полиметаллическое оруденение, причем происходит разложение ранее отложенного вольфрамита и возникает новообразованный гюбнерито-шеелитовый вторичный агрегат.

Рис. 19. Метасоматическая высокотемпературная жила в граните массива Мурурато



Видимо, при метаморфизме и перетолжении возникает и обнаруженный в Боливии цинк содержащий в Боливии цинк содержащий юбнерит. Как полагают Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина, сонахождение в жилах касситерита и вольфрамита является результатом пространственного совмещения в годных и тех же структурных зонах разновременных минеральных ассоциаций. Однако приведенная ранее зарисовка кварцевой жилы месторождения Чоила показывает ясно, что олово и вольфрам

в ней отлагались хотя и последовательно, но из одного потока растворов.

Наряду с высокотемпературными пневматолито-гипотермальными месторождениями Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина отмечают эпиптермальными месторождениями вольфрама. Они находятся среди палеозойских пород, не испытавших контактового метаморфизма (Ahlfeld, 1938).

В этих месторождениях вольфрам тесно ассоциирует с сурьмой, а иногда и с золотом. Месторождения залегают во внешних ореолах экзоконтакта гранитных массивов Северной Боливии. Если для высокотемпературных месторождений Боливии типичным минералом является вольфрамит смешанного состава, то в низкотемпературных преобладает или ферберит, или гюнберит. В некоторых месторождениях встречается шеелит.

Вольфрам связан не только с гранитоидными массивами, но и с неотретичными вулканитами, сопровождающимися оловянно-серебряными месторождениями. В этих условиях уже не проявлена столь резкая горизонтальная зональность в распределении металлов, и вольфрам тесно ассоциирует с оловом, встречаясь в одних и тех же жилах, обычно богатых сульфидами (Тасна, Лялягуа и др.).

Общее количество вольфрамовых месторождений и рудопроявлений в Боливии — более 100. Среди них имеется более десятка промышленных месторождений с запасами в каждом окиси вольфрама, приближающимися к 10 тыс. т и более.

Характерной особенностью вольфрамовой минерализации в Боливии является связь с гранитоидами повышенной основности, представляющими ранние этапы дифференциации гранитных батолитов. Интересна тесная ассоциация вольфрама с сурьмой и золотом, а в некоторых месторождениях с висмутом и оловом. В отличие от классических вольфрамовых провинций Китая, Рудных гор, Иберийского полуострова в Боливии преобладают месторождения не кварцевой формации (кварцевые жилы, грейзены), а вольфрамит-силикатной и вольфрамит-сульфидной (аналоги касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций), в которых вольфрамит ассоциирует с железистыми силикатами, турмалином, хлоритом, а также с обильными более поздними сульфидами — арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом и др.

СВИНЕЦ И ЦИНК

Месторождения свинца многочисленны. В 1936 г. в Боливии велась разработка 1336 рудников, в 1960 г. количество их сократилось до 600.

Свинец и цинк тесно ассоциируют с оловом, концентрируясь на поздних стадиях развития касситерито-сульфидных жил, а также на внешних флангах

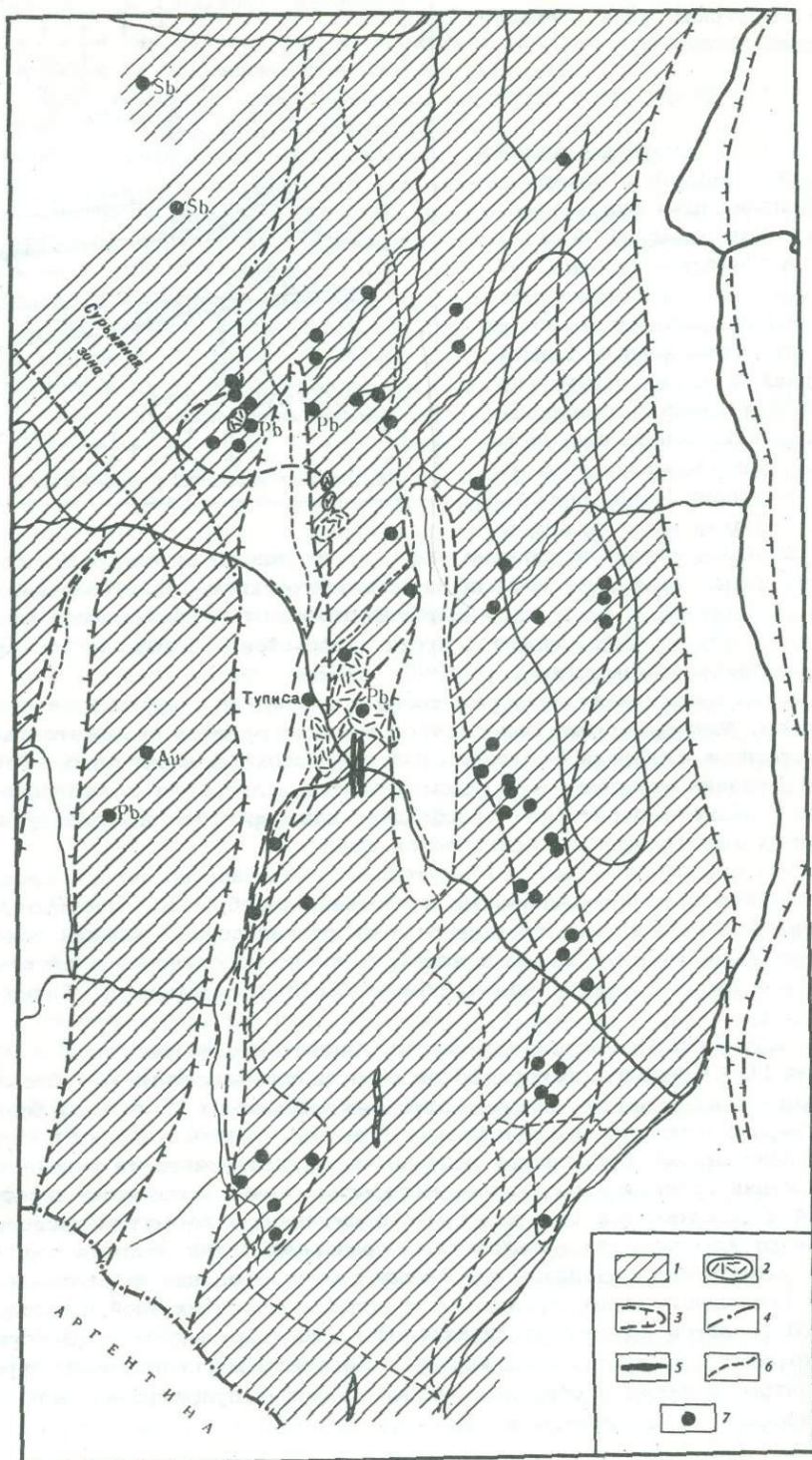


Рис. 20. Южный свинцово-цинковый пояс Боливии

1 - коренные палеозойские породы, 2 - эруптивные штоки,
 3 - границы четвертичных депрессий, 4 - контуры сурьмяной зоны,
 5 - дайки, 6 - контуры полиметаллических зон, 7 - полиметаллические месторождения

оловорудных полей. На севере в связи с раннемезозойскими (или верхнепалеозойскими?) интрузиями плутонического ряда месторождения свинца и цинка встречаются к западу от гранитных массивов. Здесь, в частности, расположено крупное месторождение Матильда с запасами до 500 тыс. т цинка и около 60 тыс. т свинца.

В южной части Боливийской рудной провинции (к югу от Потоси) свинцово-цинковые месторождения расположены к востоку от главной оловоносной

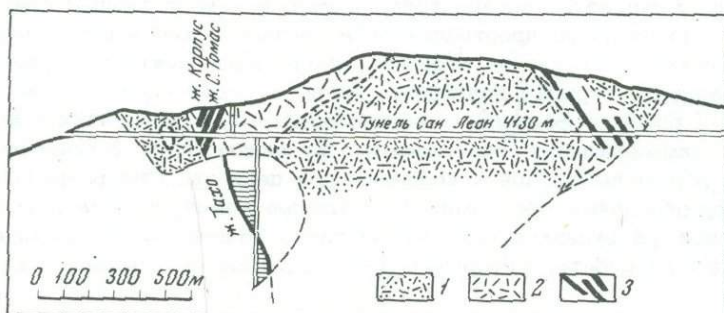


Рис. 21. Профиль через шток Пулокайо
1 - дациты, 2 - дациты пропилитизированные,
3 - рудные жилы

зоны, образуя полосы или металлогенические зоны близмеридионального направления. Здесь в районе Тупицы устанавливаются три рудоносные зоны, приуроченные к возвышенностям, сложенным ордовикскими сланцами. Эти зоны разделяются меридиональными депрессиями, выполненными молодыми отложениями (рис. 20). Число месторождений измеряется многими десятками.

Рудные тела залегают в терригенных нижнепалеозойских отложениях и тяготеют к разрывным нарушениям. Здесь известны как жилы, так и метасоматические залежи, иногда межпластовые.

В отличие от других рудных провинций в Боливии почти неизвестны месторождения свинца и цинка в карбонатных породах.

Месторождения первой металлогенической эпохи (ранний мезозой или поздний палеозой) распространены по периферии оловянных зон на севере рудной провинции, позднегеретичные локализуются в пределах вулканических штоков и по их обрамлению. Характерна тесная ассоциация галенита и сфалерита с тетраэдритом и фрейбергитом. В некоторых жилах главным источником свинца являются сульфантимониты (джермсонит). Свинцово-цинковые месторождения проявлены не только в оловоносном поясе, но и в меденосной зоне Альтиплана, где, в частности, расположено крупное месторождение Берингуэла.

На границе плато Альтиплана и Восточных Кордильер протягивается зона с медно-золотым оруденением. Здесь располагаются месторождения Лаурани и Ла Джоя, в которых значительную роль играют также минералы свинца и цинка.

В месторождении Лаурани, приуроченном к горсту палеозойских пород, отграниченному от меловых отложений крупным разломом, наблюдается четкая горизонтальная зональность с пиритом и золотом в центре, энаргитом по периферии и сфалерито-галенитовым оруденением на внешней окраине рудного поля.

Из полиметаллических месторождений в отношении свинца представляет интерес месторождение Пулокайо (рис. 21) с главным рудным телом, прослеживаемым на 1100 м при мощности 6 м и протяжении на глубину 840 м. Эта жила сложена колломорфным пиритом и марказитом с маложелезистым сфалеритом (4-5% железа), халькопиритом, галенитом, бурнонитом, джермсонитом и фрейбергитом. Последние являются источником серебра и содержат 7-10% этого металла. Интересно, что олова в этом месторождении нет. С глубиной

падает содержание галенита и фрейбергита и возрастает сфалерита. Руды содержат 14% цинка, 2% свинца, 0,5% меди, 0,1% серебра, следы золота и висмута. Месторождение Пулокайно является одним из главных поставщиков серебра в Южной Америке (Ahlfeld, 1939).

ЗОЛОТО

Обычно золото считается антагонистом олова, однако в оловоносной провинции Боливии оно довольно распространено и встречается как в самостоятельных месторождениях, так и в виде второстепенного компонента в месторождениях других металлов — сурьмы, вольфрама, меди, а также олова. Известно, что золотоносные россыпи Боливии, особенно обильные в северо-восточной части провинции, примыкающей к золотоносным площадям Перу, интенсивно разрабатывались в доколониальной и колониальный периоды. Они разрабатываются и сейчас примитивными методами. В настоящее время эксплуатируются на золото 10 или 15 рудников, но главная часть золота (95%) добывается из россыпей, для разработки которых в 1956 г. было организовано 1200 кооперативов.

Золоторудные месторождения расположены как в контактовых ореолах раннемезозойских гранитоидных массивов, так и вблизи субвулканических поздне-третичных тел. Среди раннемезозойских месторождений, связанных с гранодиоритовыми и диоритовыми массивами, встречаются месторождения разных типов: высокотемпературные кварц-турмалин-сульфидные жилы с пирротином, арсенопиритом и низкотемпературные, в которых золото ассоциирует с антимонитом.

Большую известность в прошлом получил золотоносный округ Яни, где золото концентрируется в двух зонах, расположенных в ореоле гранитоидных батолитов Розани и Сората, а также на их северо-западном продолжении (рис. 22). В расположении рудных месторождений этого округа устанавливается определенная зональность: в самих гранитоидах встречаются пегматиты с литием, ниобием, оловом, в области экзоконтакта располагаются высокотемпературные вольфрамовые и оловянные жилы. Золото же преимущественно концентрируется на погружении батолитов.

Здесь известны многочисленные золотоносные жилы. Жила Палайя представлена линзовидным телом кварца мощностью 2 м в слюдяных полосчатых сланцах. Она содержит золото (до 15 г/т), до 4% сульфидов (пирротин, пирит, арсенопирит), редко шеелит.

На руднике Тринидад, разрабатывавшемся в древности, кварцевые жилы заключены в слюдяных сланцах. Рудная зона простирается на 2000 м в северо-западном направлении и полого (под углом 35°) падает на северо-восток.

Жила того же типа известна около батолита Таквези-Мурурато. Расположенное в высокогорье на высоте 3450 м золоторудное месторождение Эмма залегает в слюдяных полосчатых сланцах. Жила сложена кварцем и содержит хлорит, 5% золотоносного пирита и пирротина. Некоторые жилы района содержат вольфрамит в ассоциации с золотом.

Для изучения взаимоотношений вольфрамовых и золотых руд представляет интерес рудник Розарио в Кордильере Квимза Крус. Район расположен на высоте 4000 м. Близ контакта батолита в полосчатых филлитах развиты пневматолито-гипотермальные жилы с кварцем, полевым шпатом, мусковитом, вольфрамитом, пирротином и халькопиритом. Золотоносная зона расположена на расстоянии 1500 м от контакта с массивом гранодиоритов и протягивается параллельно ему на протяжении 1000 м. Роговики здесь содержат неправильные жилы кварца мощностью до 5 м. С кварцем ассоциируют турмалин, арсенопирит и редко вольфрамит. Проба золота 750.

Мезо- и эпитептермальные золоторудные месторождения встречаются среди палеозойских слабо метаморфизованных отложений в удалении от гранитоидов. В частности, они известны на Кордильере Кокапата, расположенной в 75 км к востоку от Кордильеры Квимза Крус. Золоторудная жила залегает в полос-

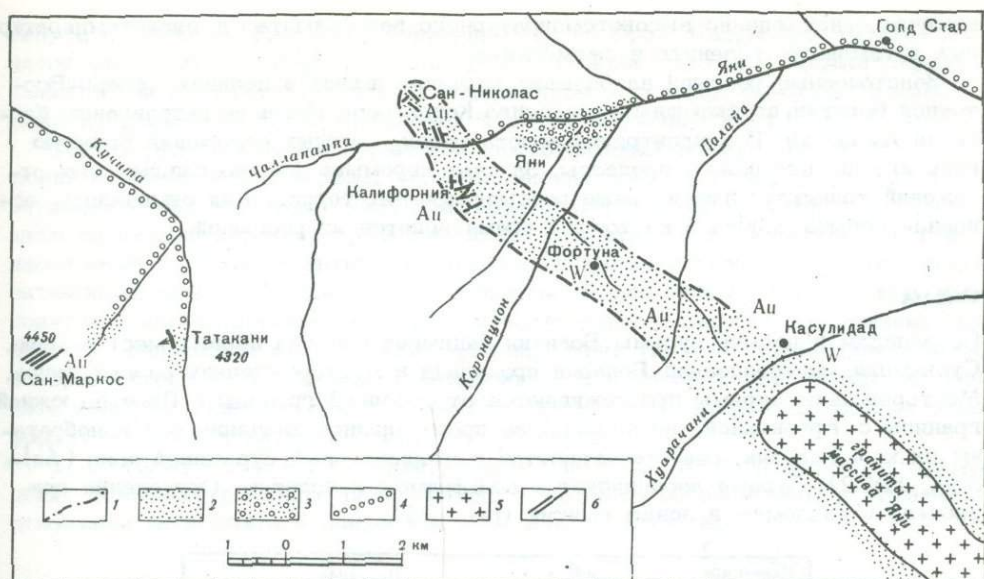


Рис. 22. Золоторудные месторождения на погружении массива Яни (Ahlfeld, 1957)

1 — контур золотоносной площади, 2 — роговики, 3 — делювиальные золотоносные отложения, 4 — аллювиальные россыпи золота, 5 — граниты, 6 — рудные жилы

чатых филлитах ордовика. В руднике Санта-Елена антимонит содержит золото (до 20 г/т в руде). Знаменитое месторождение Амайяпампа представляет собой пример мезотермальных золото-кварцевых жил. Здесь наблюдается серия жил, параллельных слоистости глинистых девонских отложений, которые локализируются в зоне длиной 700 м и шириной от 20 до 40 м. Отдельные жилки имеют мощность от 5 до 40 см. Жилы кварца с антимонитом содержат золото. Некоторые из них разрабатывались на глубину до 150 м. Пример этого типа месторождений представляет и рудник Антофагаста в 15 км к юго-востоку от Оруро, где также проявлены сурьмяно-золотые руды с содержанием золота 30–80 г/т.

Золотоносный пирит встречается в третичных месторождениях оловоносной зоны и медного пояса депрессии Альтиплана. Генетически своеобразно месторождение энаргита Лаурани, содержащее медь и золото. К этому же типу относится месторождение Ля Джойя, расположенное в 60 км к северо-западу от Оруро. Здесь известны четыре островка вулканитов, обнажающихся из-под аллювия. Вулканические тела — неки с округлым поперечным сечением — пересекать кремнистые девонские породы. К ним приурочены золото-кварцевые жилы, ориентированные в одном штокве в близширотном, в двух других — в меридиональном направлении. Жилы имеют параллельно-полосчатое сложение и возникли в результате выполнения трещин. Состав их меняется от периферии к осевой части. Так, в жиле Марухо, мощность которой достигает всего 20 см, наблюдается четко выраженное полосчатое строение. У зальбандов располагаются зоны арсенипирита, которые далее к центру сменяются полосами пирротина, замещенного марказитом, а в осевой части залегает марганцевый карбонат с джемсонитом, галенитом, сфалеритом и вольфрамитом. В жиле обнаруживаются следы олова. Золото заключено в пирите в микроскопических включениях (до 40 г/т). Жила разрабатывалась до глубины 100 м.

Сходный тип имеет другая жила — Авиадора, протягивающаяся на 500 м. Здесь также руды имеют существенно сульфидный состав с кварцем, темным сфалеритом, галенитом, буланжеритом, джемсонитом и антимонитом. Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина относят это месторождение к телескопированным,

отмечая сонахождение высокотемпературного вольфрамита и низкотемпературных антимонита, галенита и джемсонита.

Золотоносные россыщи наибольшее значение имеют в долинах Северо-Восточной Боливии, спускающихся с массива Кордильеры Реаль по направлению бассейна Амазонки. В концентрации золота среди рыхлых отложений большую роль играют ледниковые процессы. За счет перемыва флювио-гляциальных отложений возникли аллювиальные россыщи древних террас. Как отмечалось, основная добыча золота в настоящее время ведется из россыпей.

СУРЬМА

По запасам и добыче сурьмы Боливия занимает одно из первых мест в мире. Сурьмяная минерализация Боливии проявлена в месторождениях разных типов. Месторождения сурьмы прослеживаются от северной границы с Перу до южной границы с Аргентиной, но наибольшее промышленное значение они приобретают на юге Боливии, где протягивается меридиональный сурьмяной пояс (Ahlfeld, 1952). Сурьма ассоциирует с вольфрамом и золотом. Оруденение приурочено к разломам и зонам смятия (рис. 23).

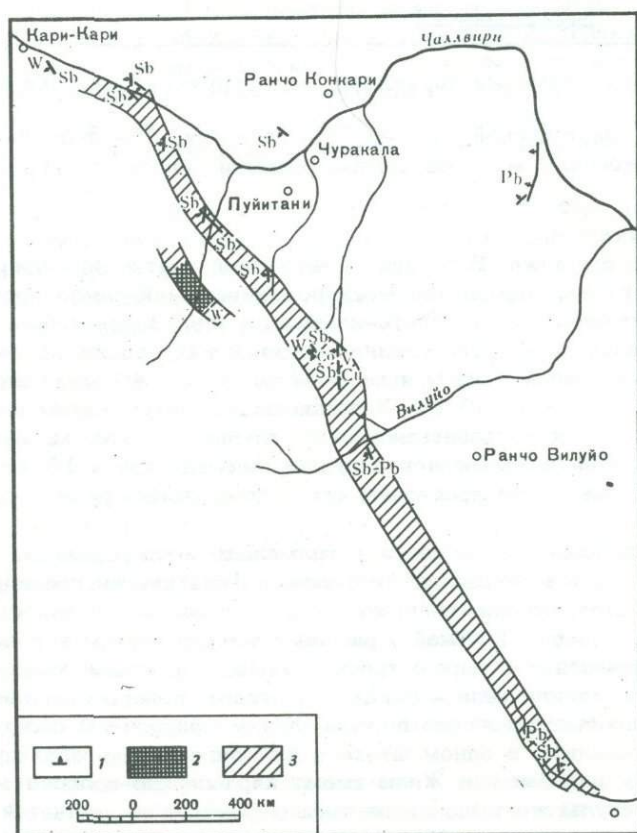


Рис. 23 Сурьмяная зона Кари-Кари (Ahlfeld, 1952)

1 - жилы и их падение, 2 - метаморфизованные породы, 3 - зоны смятия

Сурьмяные месторождения юга Боливии представлены исключительно богатыми, иногда почти чисто антимонитовыми рудами, слагающими столбы и гнезда в рудных зонах (рис. 24). Жилы залегают в осадочных породах ордовика и девона, главным образом в глинистых фациях; реже они встречаются в песчаниках. Месторождения приурочены к крупным разрывным нарушениям, нередко параллельным слоистости. Небольшие столбы и гнезда часто прослеживаются на глубину более 100 м и лишь некоторые из них разрабатывались

вглубь до 200 м (Каракота, Чуркини, Роса де Оро). Разработка сурьмы ведется множеством мелких рудников полукустарным способом, причем отрабатываются весьма богатые руды с содержанием в гнездах 60–65% сурьмы. Одно из таких гнезд месторождения Чуркини заключало до 12 тыс. т сурьмы.

Состав руд собственно сурьмяных месторождений обычно несложен: антимонит ассоциирует с кварцем, пиритом, иногда фрейбергитом; встречаются и антимонито-ферберитовые жилы. Интересно присутствие диккита, указывающего на кислый характер среды, а также анкерита. По горизонтали иногда намечается переход от антимонитовых жил к жилам с разнообразными сульфоантимонитами – тетраэдритом, джемсонитом, буланжеритом, геокронитом, бурнонитом, халькостибнитом. Сульфосоли часто сопровождаются сфалеритом, галенитом, халькопиритом, а также баритом. Очень типично присутствие золота, которое встречается в кварце и антимоните. В некоторых месторождениях золото является главным объектом эксплуатации. Намечаются переходы от вольфрамитовых жил к антимонитовым по простиранию.

Ф. Альфельд в своей последней работы (Ahlfeld, 1974) относит месторождения Южного сурьмяного пояса к самым молодым образованиям и отмечает отложение антимонита в современных горячих источниках.

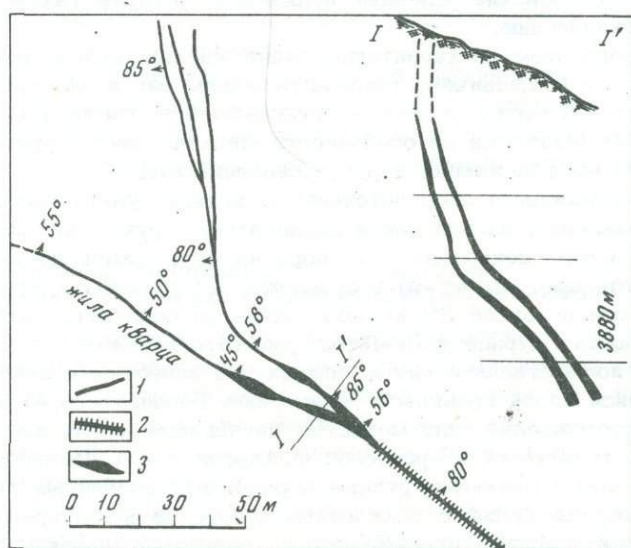


Рис. 24. Рудные столбы, богатые антимонитом в кварцевых жилах (план и профиль I-I') (Ahlfeld, 1952)

1 – кварцевая жила, 2 – кварцевая жила с ферберитом, 3 – антимонитовые скопления

Своеобразна ассоциация сурьмы с другими металлами в неотретичных субвулканических месторождениях; с касситеритом, висмутином, вольфрамитом, сульфидами свинца, цинка и меди проявлены разнообразные сложные сульфоантимониты и сульфоантимоностаннаты.

Как было отмечено, добыча сурьмы имеет немалое промышленное значение. Во время второй мировой войны Боливия и Мексика являлись главными поставщиками этого металла на мировой рынок. В 1952 г. действовали 331 рудник, в 1950 – 159 рудников.

РТУТЬ

Ртуть является постоянным спутником сурьмы. Она проявлена, как отмечалось, на крайних внешних флангах рудных полей. Однако ртуть в Боливии не образует крупных концентраций. Из действующих рудников можно упомянуть Алоис Барба.

Имеет известный генетический интерес селеновое месторождение Пакаяке в округе Потоси, представленное жильой в девонских песчаниках и сланцах, сложенной сидеритом, баритом, гематитом и кальцитом. Жила заключает мелкие гнезда блокаина (пирросита).

МЕДЬ

Медь, как отмечалось, играет лишь местами существенную роль в оловоносном поясе (Тасна, Лаурани). В основном же она получает широкое распространение в пределах плато Альтиплана, где широко развиты пластовые месторождения медистых песчаников (тип Коро-Коро). Примером может служить месторождение Куприта (рис. 25).

Плато Альтиплана характеризуется развитием мощных (более 17 000 м) толщ меловых и третичных вулканогенно-осадочных отложений, в которых преобладают андезиты. Вулканические процессы развивались длительно; во всяком случае с начала миоцена, в плиоцене, плейстоцене и продолжают в настоящее время. Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина предполагают, что на глубине залегают раннемезозойские основные вулканы, которые также оказывали влияние на металлогению.

Для третичного времени характерна смена кислых вулканитов (кварцевых дацитов и риолитов) основными (андезито-базальтами и андезитом). Преобладание андезитовой магмы в составе вулканогенной толщи и эруптивных аппаратов налагает отпечаток на особенности металлогении территории и определяет развитие месторождений и рудопроявлений меди.

Медные месторождения сосредоточены в пределах узкой полосы северо-западного направления, параллельной складчатым структурам, протягивающейся от оз. Титикака на севере до оз. Поопо на юге. Южнее по отдельным рудопроявлениям этот пояс может быть прослежен до границы с Аргентиной. Ширина главного пояса около 30 км. Восточнее располагается вторая зона с месторождениями Лаурани и Ла-Джоя, уже отмеченными выше.

Проявления полиметаллических и медных руд известны и западнее, в зоне, прослеживающейся вдоль границы с Чили (зона Берингуэлла - Карангас).

Генезис месторождений типа медистых песчаников здесь, как и в других областях мира, трактуется по-разному. Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина считают, что в них сочетаются рудные образования различных типов: и первично-осадочные, связанные с осаждением продуктов фумарольных эксгалляций, и телемагматические, образованные из растворов, проступавших с больших глубин и проникающих по плоскостям отдельностей третичных отложений. Главными рудными минералами здесь являются самородная медь и халькозин, и в верхних горизонтах - продукты их окисления.

Месторождения в песчаниках, имеющие наибольшее промышленное значение, образуются за счет эндогенных растворов глубинного происхождения. Типичный представитель этой формации - Коро-Коро является главным поставщиком меди Боливии, из которого уже добыто 450 тыс. т меди. На месторождении проявлены пластовые тела с самородной медью и межпластовые жилы халькозина, приуроченные к разрывным нарушениям. Руды содержат домейкит, самородное серебро (до 7%) и также скудные сульфиды цинка и кобальта. На глубине встречаются галенит, тетраэдрит, сфалерит. В месторождении выявляются ленты рудных тел, обогащенные медью до 20%. В качестве поздних образований устанавливаются сухие прожилки барита и галенита. Ф. Альфельд и А. Шнейдер-Щербина предполагают, что последние связаны с активизацией магматической деятельности в период внедрения маломощных даек риолитов. Месторождение Коро-Коро и другие этого типа приурочены к протяженным разломам.

На примере меди, проявленной в столь разнообразных типах месторождений плато Альтиплана, устанавливается разнообразие генезиса и форм проявления медной минерализации при поступлении меди из различных источников -

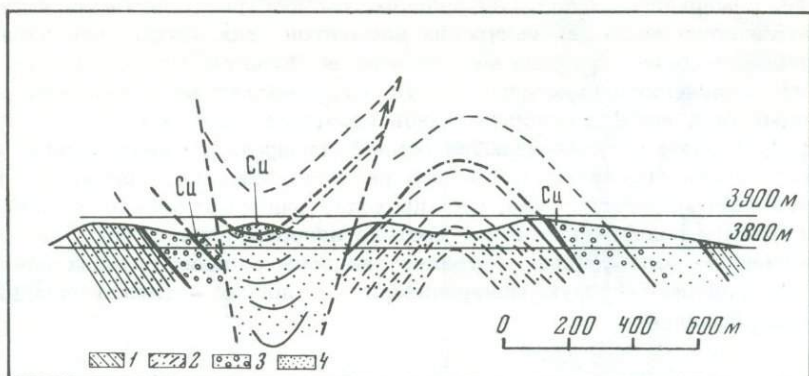


Рис. 25. пластовые медные руды в красноцветных песчаниках, конгломератах и сланцах рудника Куприта

1 - сланцы, 2 - песчанистые сланцы, 3 - конгломераты, 4 - песчаники

медьсодержащих вулканитов с магматическими сегрегациями, газовых эксгаляций из вулканических глубинных очагов.

Месторождения промежуточного типа, заключающие наряду с медным полиметаллическое и вольфрамовое оруденения, расположенные на границе оловоносного и меденосного поясов, как бы подчеркивают генетическую связь гидротермальных рудных проявлений этих двух различных металлогенических областей.

ОБЩИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ БОЛИВИИ

Из приведенного обзора следует, что Боливия, известная в основном как источник грандиозных ресурсов олова, характеризуется широким распространением месторождений и других металлов. Поэтому изучение этой рудной провинции дает материал для выяснения общих закономерностей расположения рудных поясов и генетической связи месторождений различных металлов друг с другом и с магматическими источниками.

На примере Северной Боливии отчетливо устанавливается генетическая связь месторождений всех металлов с комплексом гранитоидных интрузий, протягивающихся в виде прерывистой цепочки более чем на 250 км. На севере и на юге эта "гранитная ось" погружается, при этом на севере оловянно-вольфрамовая минерализация сменяется полиметаллической и золотой. Здесь широко проявлены золотоносные россыпи, известные почти вдоль всех долин бассейна р. Амазонки. Системы россыпей прослеживаются более чем на 200-500 км вдоль долин и, очевидно, питаются многообразными источниками. Однако в их верховьях золото, несомненно, поступает из гранитоидных батолитов.

Крайним северным проявлением оловянного и вольфрамового оруденения Боливии является месторождение в районе Аята в Кордильерах Муньекас, где отмечены оловоносные пегматиты. Оловорудные месторождения касситерито-сульфидной формации прослеживаются и на территории Перу. Однако они там мало изучены.

Общей причиной, обуславливающей зональное распределение месторождений различных металлов относительно гранитоидных массивов, очевидно, является тепловой режим, который сохранялся по периферии гранитных массивов довольно длительное время в период образования как ранних, так и поздних представителей мезозойской (позднепалеозойской?) эпохи минерализации.

В Боливии намечается сочетание систем тектонически ослабленных зон северо-западного направления, наследующих общий план структур Северной

Боливии, и меридионального направления, распространяющихся из Аргентины. Именно на сочленении тектонических элементов этих двух направлений и локализуются наиболее крупные месторождения Лялягуа, Потоси и другие. В этом же сочленении наибольший раздвиг обнаруживает весь оловянный пояс Восточных Анд, ширина которого здесь превышает 250 км.

Наряду с этим устанавливаются зоны близширотного направления. Самая северная из них ограничивает область развития массивов гранитов и месторождений плутонического ряда. Она проходит близко к месторождению Кольквири и Ками и подчеркивается на востоке направлением долины.

Отмеченные ослабленные тектонические зоны в одних случаях непосредственно контролируют рудную минерализацию, в других — служат границами рудоносных площадей.

ПЕРУ

Структуры Боливии непосредственно продолжают в Перу, где они протягиваются в северо-западном направлении, а затем под прямым углом поворачивают к северо-востоку, оглябая выступ Гвианского щита. От Гвианского щита складчатый пояс Анд отделен зонами предгорий и Субандского прогиба. Дугообразный изгиб складчатых сооружений близ границы между Перу и Эквадором выделяется как дуга Уанкабамба. Вдоль границы Субандского прогиба и складчатых структур Анд прослеживается субандийская система разломов, которая протягивается сюда от юго-западной Венесуэлы через Колумбию, Эквадор, Перу, Боливию и до Аргентины (Кордильеры Америки, 1967).

Рудоносная область Перу, охарактеризованная Браво Беллиде (Bravo Bellide, 1966), К. Руисом и Дж. Эриксом (1962) и другими исследователями, протягивается более чем на 1,5 тыс. км вдоль побережья Тихого океана, от границы с Эквадором на севере до границы с Чили и Боливией на юге (рис. 26).

Перу располагается на участке, где Кордильеры резко меняют свое направление от близмеридионального в Чили до северо-западного в Эквадоре. Таким образом, эта страна занимает вполне определенный в структурно-морфологическом отношении отрезок Андского пояса и, возможно, именно в связи с этим отличается от соседних звеньев по характеру металлогении.

На юго-западе Перу продолжают рудоносные области Чили с характерными для этой страны медными месторождениями порфирирового типа.

На юго-востоке Перу, близ границы с Боливией, находятся золотоносные районы, характерные для северной и северо-восточной частей этой страны, а также оловоносные районы. Специфической же особенностью рудоносной области Перу является широкое развитие сложных по составу медно-полиметаллических и полиметаллических жильных месторождений, связанных в основном с мелкими штоками и субвулканическими телами, главным образом третичного возраста. Как и в других звеньях Южно-Американских Кордильер, здесь широко распространены месторождения золота и связанные с ними россыпи.

В геологическом отношении Перу довольно резко отличается от рассмотренных выше соседних территорий. Здесь уже не столь ярко проявлена мезозойская эвгеосинклиналь с ее мощным комплексом осадков, которая так характерна для территории Чили. В то же время в отличие от Боливии в Перу в составе палеозойских и мезозойских отложений развиты не только терригенные, но и карбонатные породы, слагающие здесь толщи значительной мощности.

Особенности геосинклинального разреза могут быть показаны на примере Центрального Перу (Petersen, 1965). В нижней части разреза (силур, девон, нижний карбон) преобладают терригенные отложения. В нижнем девоне проявилась первая фаза складчатости. Начиная со среднего карбона, а также в перми, триасе, юре и в меловое время большее развитие приобретают карбонатные толщи, формирование которых происходило с перерывами; отмечается стратиграфическое несогласие в перми. Крупная орогеническая фаза, как

более чем на 3,5 км, а в северо-восточной — серией веерообразных расходящихся жил, приуроченных к ответвлениям этой крупной трещины. Общее протяжение жильной серии — около 5 км при средней мощности главной жилы около 1 м. В составе руд участвуют кварц, пирит, сфалерит, галенит, карбонаты, халькопирит и тетраэдрит. Подчиненное значение имеют аурипигмент, реальгар, барит, гюбнерит и разнообразные сульфоантимониты серебра и свинца. Мак-Кинстри и Нобль (Mc Kinstry, Noble, 1932) устанавливают несколько стадий оруденения: 1) кварц, кальцит и другие карбонаты; 2) пирит, сфалерит и галенит; 3) тетраэдрит, халькопирит, бурнонит; 4) кварц и кальцит.

В распределении этих минералов наблюдается определенная горизонтальная зональность. Изменения боковых пород проявлены в пиритизации, серицитизации и силификации. В вулканических толщах развиваются пропилитоподобные породы с хлоритом, кальцитом, местами цоизитом. Широкое развитие сульфосолей в Касапалке и других месторождениях является следствием специфических условий минералоотложения на сравнительно небольшой глубине.

Следует подчеркнуть, что общее вертикальное протяжение рудных жил все же значительно — порядка 2000 м, причем существенного изменения минерального состава по вертикали не устанавливается.

Другим крупным медно-полиметаллическим месторождением является Серро-де-Паско, расположенное в том же рудном районе Центрального Перу (рис. 27). Месторождение Серро-де-Паско, как и Касапалка, локализуется в штоке кварц-монцит-порфиоров. Рудное тело приурочено к меридиональному сбросу, к западу от которого вскрываются нижнепалеозойские сланцы и филлиты, а к востоку — триасово-юрские известняки. Рудная залежь представлена мощной кварцево-пиритовой линзой, содержащей отдельные гнезда, обогащенные сульфидами свинца и цинка, а также серебросодержащими минералами с пиритом.

Содержание цинка повышается с глубиной, свинца — значительно понижается, в то время как содержание серебра в рудах остается более или менее постоянным (Petersen, 1965).

Помимо медно-полиметаллических и полиметаллических месторождений, концентрирующихся особенно в Центральном Перу, известны месторождения золота. Они распространены в округе Пуно, где золотоносный район непосредственно смыкается с Северо-Бolivийским. Наиболее известным месторождением является Санто-Доминго. С жилами этого и других месторождений связаны многочисленные россыпи. Имеются месторождения висмута.

Своеобразным является крупнейшее ванадиевое месторождение Минасрагра, приуроченное к высокогорью, сложенному известняками. Межгорная впадина между известковыми хребтами выполнена красными и зелеными сланцами.

Рудные тела встречаются исключительно в красных сланцах, где также многочисленны прослои и прожилки гипса. Рудное тело сложено существенно патронитом. (сульфидом ванадия).

ЗОЛОТОНОСНАЯ ЗОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

ЭКВАДОР

Эквадор располагается на новом участке изгиба структур, там, где Анды и береговая линия приобретают север-северо-восточное направление. На этом участке происходит наибольшее сжатие системы Анд, ширина которых не превышает здесь 100 км. К западу от Анд располагается Приморская равнина, а к востоку — равнина на окраине Гвианского щита. Рудные месторождения почти исключительно приурочены к узкому поясу Анд, который состоит из двух параллельных хребтов — Западной и Восточной Кордильеры.

Центральная часть Восточной Кордильеры сложена породами кристаллического фундамента, которые на западном склоне перекрыты пирокластами позд-некайнозойских вулканов. С востока на метаморфические породы налегают слабо метаморфизованные или неметаморфизованные отложения от палеозоя до мезозоя. Осадочные отложения образуют зону чешуйчатого строения, ограниченную на востоке крутым обрывом тектонического происхождения. Предполагается, что фронтальная часть Кордильер была надвинута в восточном направлении (Кордильеры Америки, 1967).

Восточнее Кордильер располагается Субандский прогиб, сложенный третичными отложениями, которые смяты в серию кулисообразных складок (Bürgele, 1967). Магматические породы здесь представлены главным образом грано-



Рис. 28. Распределение минеральных месторождений Эквадора (Розин, Орлова, 1945)



Рис. 29. Распределение минеральных месторождений Колумбии (Розин, Орлова, 1945)

диоритами, которые образуют штоки и более крупные интрузивы в Западных и Восточных Кордильерах. Месторождения связаны с меловыми интрузивными породами.

Главное значение имеют жильные месторождения и россыпи золота, а также месторождения серебра (рис. 28). Это специфически золотоносный отрезок рудоносной провинции Кордильер (Розин, Орлова, 1945). Среди золоторудных месторождений наиболее известны Сарумо, разрабатывавшееся еще в 1549 г., а также Эль Оро, представленное золото-кварцевыми жилами. Подобные жилы известны и в других местах Эквадорских Анд; с их разрушением связаны россыпи, особенно богатые в системе реки Сант Яго. В крайнем северо-западном районе страны почти все потоки, дренирующие площадь развития мелких штоков диоритов и порфиров, несут золото, освобожденное при разрушении золото-кварцевых жил. Серебро известно во многих участках Южного Эквадора, в провинциях Каньяр, Азуай и Лойха, но большая часть этих месторождений в настоящее время не разрабатывается.

Другой старый рудный округ расположен к западу от Каньяра. Здесь имеется много открытых выработок и остатки плавильных печей. Жилы близистротного простираения мощностью до 1 м состоят из кварца с пиритом, галени-том, сфалеритом и тетраэдритом.

Известны свинцово-цинковые и ртутные месторождения близ Риобамба.

Главное золоторудное месторождение Сарума разрабатывалось индейцами, которые добывали золото из обнажения большой кварцевой жилы, открытой испанцами в 1549 г. Месторождение сложено меловыми диоритами и порфиритами, которые прорывают древние кристаллические сланцы и граниты. Вулканические породы — риолиты, андезитовые порфириды, а также диориты секутся рудными жилами. Жилы имеют близширотное направление, сложены главным образом кварцем. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, борнитом, тетраэдритом. Золото рассеяно в кварце и кальците, а также заключено в сульфидах. Мощность жил колеблется от 10 см до 6 м.

КОЛУМБИЯ

В пределах Колумбии хребты Центральных Анд ориентированы в северо-восточном направлении. Здесь выделяются три главные зоны — Западная, Центральная и Восточная Кордильеры, разделенные впадинами (Openhein, 1952).

В Колумбии наибольшее значение имеют месторождения нефти, платины, золота (Розин, Орлова, 1945). Месторождения расположены в западной половине страны (рис. 29).

Колумбия представляет собой область полициклической минерализации. Как отмечает Л. Раделли (Radelli, 1962, 1965), здесь проявлены магматические и рудные образования от докембрийского до позднегерцинского возраста. В Колумбии, видимо, продолжался Гвианский кристаллический массив, который был переработан в процессе неоднократной активизации. К докембрийским образованиям Л. Раделли относит метаморфические образования: анатектиты, мигматиты (Восточные Кордильеры). С этими образованиями он связывает образование диоритов и серпентинизированных мезогаббро, которые сопровождаются магнетитовым, титаномагнетитовым орудением с обильным апатитом. Л. Раделли эти образования относит к месторождениям типа Кируно. По его представлениям, в каледонское время происходила ремобилизация интрузивных пород. Герцинский магматизм проявился главным образом по обе стороны долины Магдалена — в Центральных и Восточных Кордильерах. В это время возникли гранитоиды и покровы риолитов, сопровождаемые гипабиссальными интрузиями. Как предполагает этот автор, к этому периоду относится образование некоторых месторождений медно-порфировых руд, связанных с монцититами, а также формирование редкометалльных пегматитов (Ta, Nb, U, W, Be).

В нижнем — среднем мезозое в Восточных Кордильерах получили развитие основные вулканические породы, а на западе формировались геосинклинальные формации того же комплекса.

Как и в других провинциях Южной Америки, в конце мелового времени широко проявился интрузивный тихоокеанский магматизм с образованием диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, которые, видимо, сопровождались рудной минерализацией.

Новый этап активного магматизма в минерализации относится к позднегерцинскому времени (олигоцену), когда широкое развитие получили порфировые интрузии гипабиссальных диоритов; последние сопровождаются кварцево-сульфидными жилами с золотосодержащими сульфидами — пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом и серебросодержащим галенитом. Главным источником золота является пирит. Месторождения разрабатываются в основном на золото, причем наиболее важные из них находятся в зоне Сеговия, на севере провинции Антиокиа.

Л. Раделли предполагает, что источником рудных элементов служили основные и средние вулканы, претерпевшие метаморфические превращения при анатектическом образовании диоритов. С основными породами раннегерцинского возраста связаны проявления платины в россыпях.

ВЕНЕСУЭЛА

Венесуэла характеризуется близширотной ориентировкой структурных элементов, окаймляющих на севере Гвианский щит. Здесь выделяется серия параллельных зон (с северо-запада на юго-восток): зона Периха, впадина Макарайбо, зона Анд, прогиб Баринас-Апуре, переходящий на востоке в Восточно-Венесуэльский прогиб. На территории Венесуэлы лишь в ее крайней северо-западной части располагается продолжение структур Анд, имеющих северо-



Рис. 30. Схема расположения минеральных месторождений Венесуэлы (Розин, Орлова, 1945)

восточное направление. Анды на этом отрезке характеризуются блоковой структурой с серией крутопадающих разломов, ограничивающих отдельные блоки.

Разломы эти имеют в основном северо-восточное направление (35°). В область Венесуэлы, видимо, распространялась обширная геосинклиналь, которая здесь отмечена осадками низов ордовика. Возможно, что как и на территориях, расположенных южнее, геосинклиналь была заложена еще в кембрии. Имеются признаки досилурийской или раннесилурийской орогении, которая привела к метаморфизму кемброордовикских сланцев. На этих отложениях залегают неметаморфизованные мелководные отложения силура. Новые движения, отмеченные угловым несогласием, устанавливаются между девоном и пенсильванием. Они сопровождаются вулканической деятельностью, а также внедрением гранитов. Наиболее интенсивно орогенические движения проявляются в пермотриасе, когда завершается воздымание области Анд и Периха. В то же время формируются межгорные долины, в которых накапливаются терригенные отложения. В Венесуэле большое значение имеют месторождения нефти, известны и в небольшом масштабе эксплуатируются месторождения золота, меди, ртути (рис. 30), располагающиеся среди кристаллических пород (Розин, Орлова, 1945).

ЦЕНТРАЛЬНАЯ И СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Северо-Американское звено Тихоокеанского рудного пояса и его продолжение в Центральной Америке протягиваются более чем на 10 000 км при ширине до 1500 км. В орографическом отношении Северо-Американская притихоокеанская область представлена серией параллельных хребтов Кордильер-Скалистых гор и обрамленных ими срединных массивов.

Выделяются две цепи хребтов: Западная и Восточная. К Западной относится система Береговых хребтов и расположенные восточнее Каскадные горы,

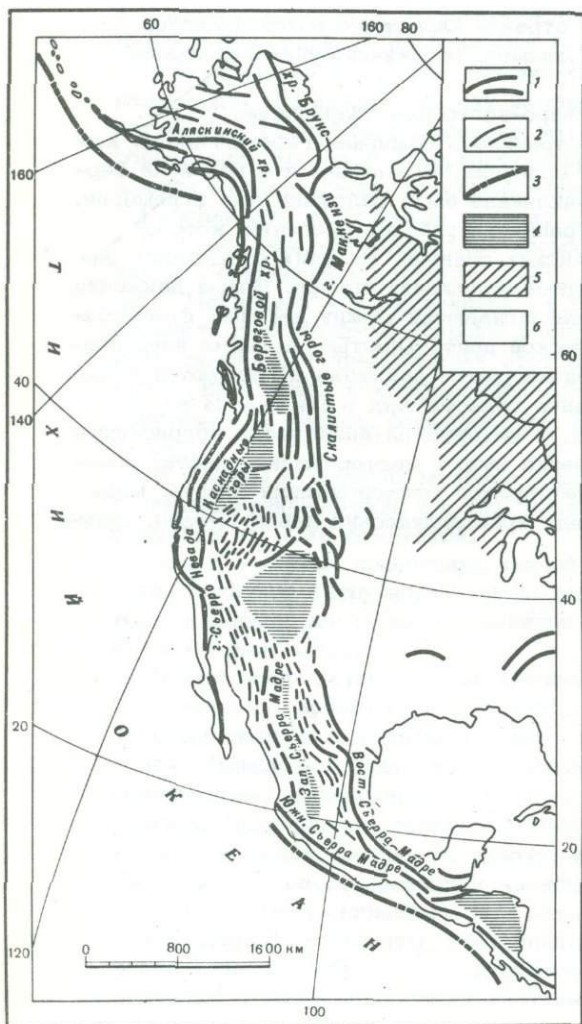
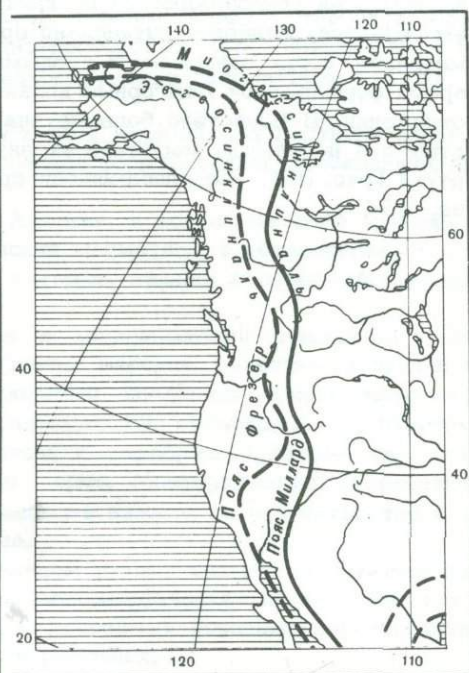


Рис. 31. Орографическая схема Северо-Американских Кордильер и соседних территорий (Кинг, 1969)

1 - главные горные хребты, 2 - второстепенные горные хребты, 3 - океанические тропи, 4 - плато, 5 - Канадский Шит, 6 - низменности

Рис. 32. Положение палеозойских геосинклиналей Кордильер (Кей, 1955)



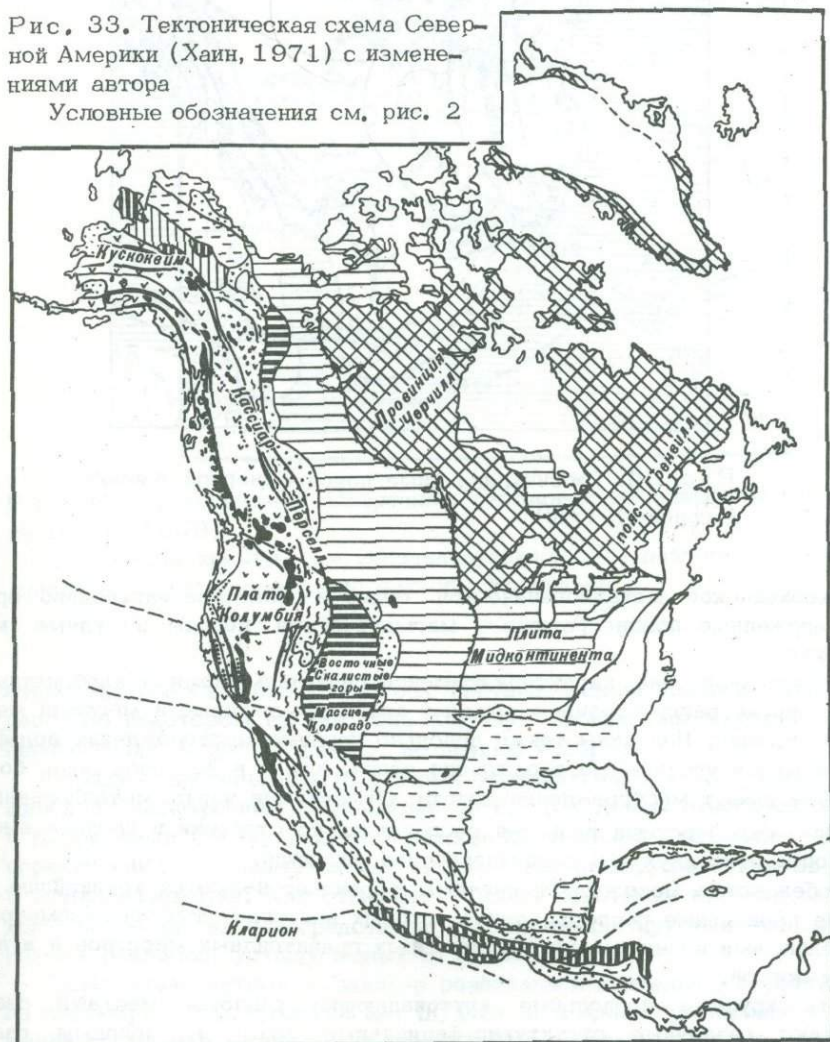
а также Западная Сьерра Мадре - Сьерра Невада - "Кутенейская дуга" Канады. Восточную цепь хребтов составляют Восточная Сьерра Мадре, Скалистые горы, горы Макензи (рис. 31). Между этими горными цепями располагается серия возвышенностей; возвышенность Западной Сьерры Мадре, Колорадское плато, Колумбийское плато и Внутреннее плато Канады.

На всем огромном протяжении Кордильеры имеют общие черты, хотя отдельные звенья их отличаются историей развития и общей структурой. В пределах Кордильер выделяются крупные структурно-формационные зоны: западная зона эвгеосинклинального типа, развивавшаяся как протяженная геосинклинальная система длительно (во всяком случае, с позднего докембрия), и восточная зона миогеосинклинального типа (рис. 32), представлявшая прогиб Канадского кратона (рис. 33). Согласно Шухерту, Кордильерская геосинклиналь отделялась от бассейна Тихого океана массивами Каскадия, Шарлотта и Калифорния (рис. 34).

Эвгеосинклинальная зона характеризуется накоплением мощных осадочно-вулканогенных морских толщ и интенсивной складчатостью, проявлявшейся многократно, но особенно резко выраженной в позднеюрское - раннемеловое время, и сопровождавшейся развитием гигантских батолитов гранитоидов, а также интенсивным метаморфизмом. В металлогеническом отношении эта эвгеосинклиналь представлена месторождениями золота, меди, свинца и цинка.

Рис. 33. Тектоническая схема Северной Америки (Хаин, 1971) с изменениями автора

Условные обозначения см. рис. 2



Восточная зона миогеосинклинального типа, включающая также и восточные части срединных массивов, характеризуется развитием, преимущественно терригенных и карбонатных толщ с относительно небольшим количеством вулканического материала. Мощность этих отложений, развивавшихся от докембрия до позднего палеозоя, достигает 8000 м. Она уменьшается к востоку — в сторону континента, до полного выклинивания. В этой зоне развиты более мелкие интрузивные тела, часто ассоциирующие с вулканитами.

Возраст магматизма и минерализации по направлению от Западной зоны к Восточной здесь, как и в Южной Америке, омолаживается от раннеюрского — раннемелового до поздне мелового — палеогенового. По восточной окраине

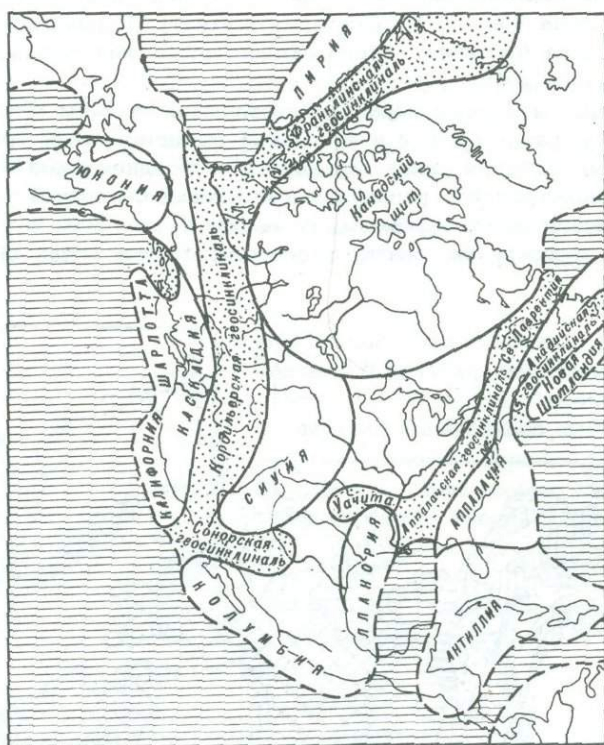


Рис. 34. Геосинклинальные пояса Северной Америки (Schuchert, 1928)

притихоокеанской металлогенической области наиболее интенсивно проявлены наложенные позднегеретичные магматические породы и рудные месторождения.

В Восточной зоне, характеризующейся развитием мощных карбонатных толщ, широко распространены крупные свинцово-цинковые и местами медные месторождения. Известны также довольно крупные месторождения вольфрама и пока малоизученные месторождения олова. Как и в Западной зоне, большое значение имеют месторождения золота. Отмеченные черты металлогении обусловлены особенностями развития, геологического строения и состава вмещающих пород этих двух зон различного типа развития.

Особенностью мезозойской системы Кордильер являются крупнейшие протяженные продольные разломы, длина которых достигает тысячи километров, определявшими возникновение грандиозных гранитоидных массивов и вулканических поясов.

Эти крупные продольные крутопадающие разломы местами разграничивают различные структурно-фациальные зоны. К молодым разломам

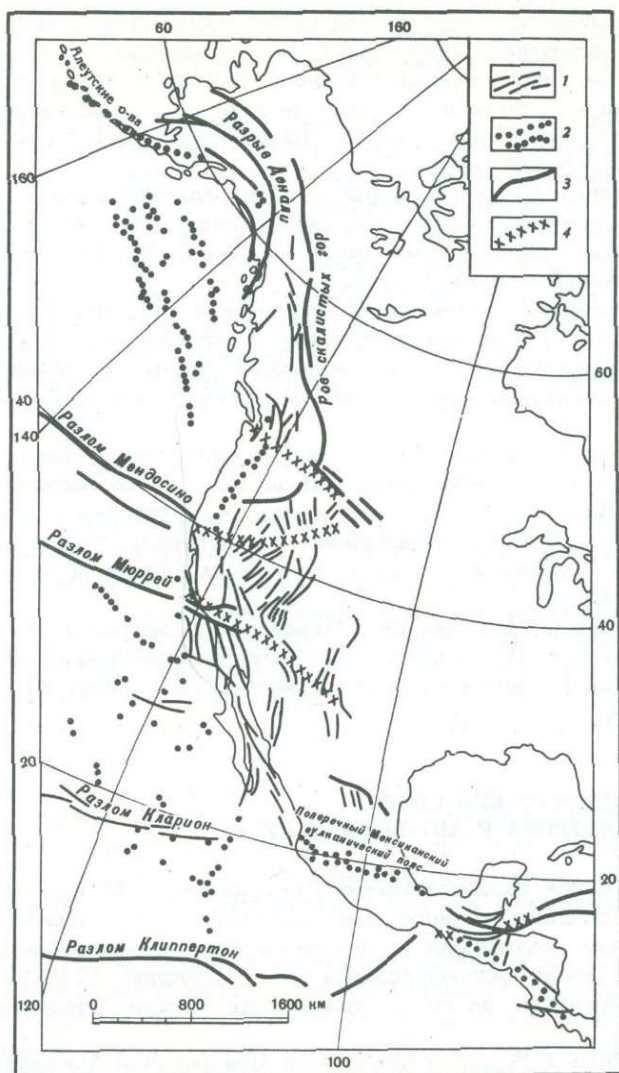


Рис. 35. Продольные и поперечные тектонические элементы Северной Америки (Кинг, 1969)

1 - горные хребты, 2 - цепочки вулканов, 3 - разломы, 4 - поперечные линеаменты, ограничивающие секторы Кордильер

относятся ров Скалистых гор, ров Тинтина, разлом Денали, разлом Сан-Андреас. По некоторым из них (Сан-Андреас) происходили крупные сдвиговые перемещения (Crowell, 1962), по другим - сбросы.

Наряду с продольными разломами устанавливаются поперечные, протягивающиеся в близширотном направлении (рис. 35). К ним относятся зоны: Льюис и Кларк, реки Снейк, Техаса и разлом Центральной Гватемалы. Эти разломы ограничивают отдельные звенья системы Кордильер, отличные по строению и истории развития. Как отмечает Ф. Кинг, некоторые из этих разломов находятся как бы на непосредственном продолжении крупных трансформных широтных разломов, установленных в Тихом океане.

Складчатая система Кордильер развивалась длительно, вероятно, с позднего докембрия. Как предполагает Шухерт, в позднем протерозое геосинклиналь имела сообщение на севере с арктическими морями, а на востоке - с Онта-

рийской геосинклиналию, пересекающей диагонально Канадский щит и протягивающейся в северо-восточном направлении. На юго-западе геосинклиналию сообщалась с бассейном Тихого океана. От океанической плиты ее отделяли крупные массивы Юконии на севере и Каскадии на юге, прослеживающиеся до широты современного Калифорнийского залива. Далее к югу располагался крупный Колумбийско-Антильский массив.

На юге, начиная с карбона, в районе Центральной Америки, геосинклиналию уклонялась в восточном направлении, поворачивая по северной окраине Колумбийско-Антильской глыбы и тем самым предопределила будущее положение островов Антильской островной дуги.

Ближние очертания геосинклиналию сохраняла и в перми. Триас, нижняя, средняя и верхняя юра характеризуются существованием изолированных отдельных бассейнов. В позднеюрское - меловое время произошло осушение геосинклиналию и формирование складчатых сооружений Северо-Американских Кордильер.

Общий тектонический план геосинклиналию Северо-Американских Кордильер, протягивающейся в северо-западном направлении, не согласуется с направлением структур Канадского щита, где основные структурные элементы имеют близширотное (восток-северо-восточное) направление. Это же направление сохраняется и в срединных массивах, сложенных нижним и верхним докембрием (плато Колорадо).

В пределах Северо-Американских Кордильер выделяются секторы: 1) Центрально-Американский; 2) Мексиканский (Южная Кордильера); 3) Калифорнийско-Колумбийский (южная часть Центральной Кордильеры); 4) Канадский; 5) Аляскинский.

ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКИЙ СЕКТОР (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА И АНТИЛЬСКАЯ ДУГА)

Центральная Америка является мостом, связывающим Южную Америку с Северной, лишь с позднепермского времени. Вопрос о соотношении структур двух американских континентов и происхождении соединительного Центрально-Американского моста рассматривался еще Г.Штилле (1941 г.), который отметил асинхронность развития складчатых поясов Северной и Южной Америки.

Как предполагает Ирдли, в палеозое в Центральной Америке сливались Тихоокеанский и Атлантический орогенетические пояса. Через Южную Мексику на Восток в область Центральной Америки и Ямайки распространялся широтный тектонический пояс, который затем, отклоняясь к югу от Эспаньолы, соединялся с современным метаморфическим ярусом Венесуэльских и Колумбийских Анд.

Главный же мезозойский пояс простирался южнее, через хребет Южной Сьерры-Мадре Мексики к Коста-Рике, Панамскому перешейку, Колумбийским и Эквадорским Андам. Он отмечен крупными гранодиоритовыми батолитами.

Другой позднеюрско-меловой пояс ответвлялся к востоку в Центральную Америку от Главного и, следуя через Большие и Малые Антилы к Гриннаду и Венесуэле, образовал сжатую петлю, присоединяющуюся опять к главному поясу в Колумбии. Самая молодая тектоническая зона протягивается от о.Пуэрто-Рика вокруг Малых Антил до островов Ливорд. Она развивается в миоцене и доныне лижет вне мезозойских сооружений.

Впадина Карибского моря представляет сравнительно молодое образование, восточная ее часть погрузилась в средне- и верхнететвертичное время, западная - в меловое - нижнетретичное. Мексиканский залив начал погружаться еще в перми. В настоящее время Карибский регион представляет собой погружившийся континентальный массив.

Таким образом, в пределах Центральной Америки и сопряженных с ней структур Антильской дуги выступают лишь фрагменты бывшей обширной складчатой области, погруженной и, видимо, уничтоженной в результате молодых тектонических движений.

Характерной структурной особенностью этого звена Тихоокеанского пояса, как было сказано, является широтное направление главных структурных элементов — складчатых сооружений и разломов, а также приуроченных к ним металлогенических зон, отражающих влияние планетарных транс-океанических разломов. Другая особенность — сочетание рудоносных зон сиалического профиля, образующихся на древнем сиалическом основании, и фемического профиля в зонах эвгеосинклинали типа, развивавшихся на океанической коре и вдоль глубинных разломов.

Далее мы охарактеризуем металлогению Антильской дуги и Центральной Америки — территорий, существенно отличающихся по их тектонической природе, истории развития и металлогении.

АНТИЛЬСКАЯ ДУГА

Происхождению Большой Антильской дуги посвящена работа К. Худолея и А. Мейерхофа (Khudoley, Meyerhoff, 1971). Авторы предполагают, что Антильская ортоэвгеосинкинали возникла в юрское время, возможно, на палеозойском кристаллическом основании и была ограничена на севере Багамской сушей, а на юге — Карибским бассейном. Отложения этой эвгеосинклинали мощностью более 10 000 м представлены основными вулканитами, кремнистыми и терригенными осадками. Вдоль региональных разломов локализуются цепочки ультрабазитов. Структуры этой дуги ориентированы в близширотном или запад-северо-западном направлении.

Остров Куба — самый крупный в Антильской островной дуге — имеет зональное строение. В северной его части располагается миогеосинклинали зона, в южной — эвгеосинклинали. Между ними пролегает пояс глубинных разломов, к которым приурочены крупные дифференцированные массивы гранитоидов и ультрабазитов, прослеживающиеся на протяжении 900 км (рис. 36).

Наряду с этим устанавливается и поперечная зональность (Толкунов и др., 1973), отраженная в существовании блоков с различной историей развития — Западного, Центрального и Восточного. Со временем геосинклинали режим смещался с запада на восток. Соответственно омолаживались в восточном направлении и гранитоидные массивы. В центральном блоке они имеют верхнемеловой возраст, в Восточном — эоценовый.

Как отмечают упомянутые авторы, массивы позднемеловых ультрабазитов, сопровождающиеся хромитовым, силикатно- и окисно-никелевым оруденением, а также эоценовые малые интрузии, с которыми связаны многие медные месторождения, проявились вдоль разломов одновременно на всей территории острова.

На Кубе известны никелевые силикатные месторождения, хромиты, марганцевые, медные месторождения, а также месторождения латеритовых железных руд и бокситов.

Широко известны хромитовые месторождения Кубы, приуроченные в верхнемеловым дифференцированным перидотитовым массивам дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации, приуроченным к глубинным разломам, разделяющим эвгеосинкинали и миогеосинкинали. Руды концентрируются в нескольких горизонтах, сложенных определенными петрографическими разностями пород (Павлов и др., 1973).

По запасам силикатно-никелевых руд Куба занимает одно из первых мест в мире (Корин и др., 1973). Месторождения образовались на месте серпентинизированных гипербазитов Центральной зоны разломов и частично на обломочных породах, образованных за счет переотложения кор выветривания. Они

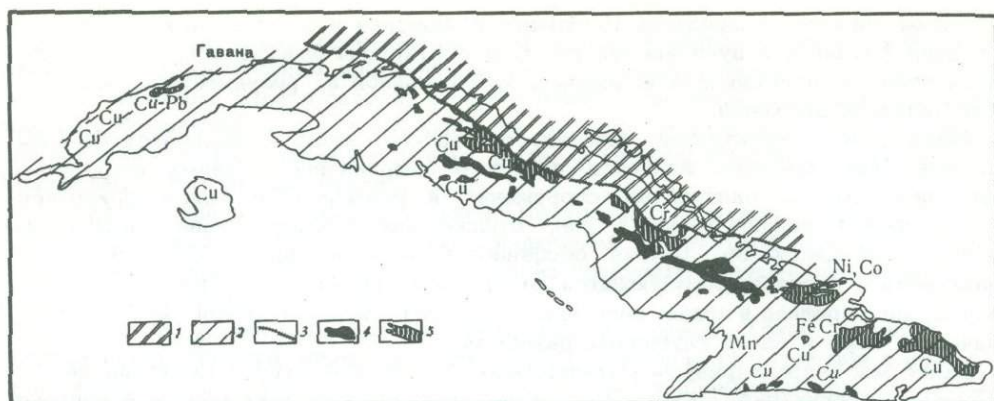


Рис. 36. Размещение рудных месторождений Кубы (Толкунов и др., 1973)

1 - миогеосинклинальная зона, 2 - эвгеосинклинальная зона, 3 - глубинные разломы зоны сочленения эв-и миогеосинклиналей, 4 - интрузивы гранитоидов, 5 - интрузивы ультраосновных пород

формировались длительно, начиная уже с верхнемелового времени, причем рудные составляющие неоднократно переотлагались.

Разнообразны медные месторождения - колчеданные залежи, сульфидные и кварцево-сульфидные жилы, скарны (Толкунов и др., 1973), расположенные в пределах эвгеосинклинальной зоны.

Широко развиты месторождения марганца пластового типа, которые, по Е.А. Соколовой и др. (1973), представляют метасоматические образования.

В результате метаморфизма некоторые первичные окисные марганцевые руды превращены в силикатные с родонитом.

На Кубе имеются также месторождения вольфрама.

Куба представляет пример провинции фемического профиля. Широкое развитие гипергенных месторождений - никеля, железа, алюминия обусловлено влажным жарким климатом и неоднократным преобразованием кор выветривания.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

Территория Центральной Америки (Гватемала, Гондурас, Никарагуа, Сальвадор, Коста-Рика, Панама) занимает сравнительно небольшую площадь (рис. 37). Непосредственная географическая связь этих континентов оформилась в позднетретичный период с образованием Панамского перешейка. На формирование территории Центральной Америки налагали отпечаток как тихоокеанские, так и средиземноморские (атлантические) структуры, которые предопределили близширотное направление основных структурных элементов.

В пределах Центральной Америки с севера на юг устанавливаются следующие структурно-фациальные зоны (Dengo, 1968).

1. Северная зона бассейна Петен, располагающаяся на севере Гватемалы и продолжающаяся в Мексику, характеризуется развитием морских мезозойских и третичных осадков без признаков магматической деятельности. Для нее характерны мощные толщи эвапоритов и карбонатных пород, которые послужили источником для формирования гипса.

2. Далее к югу пролегает близширотный складчатый пояс Сьерры дель Норте, сложенный метаморфическими палеозойскими породами и миогеосинклинальными мезозойскими осадками с существенным развитием карбонатных толщ. Зона Сьерра дель Норте характеризуется наличием полиметаллических месторождений, иногда богатых серебром. Среди них встречаются как гидротермальные жилы, так и скарновые залежи среди известняков на контакте с граноди-

ритами и другими интрузивными породами повышенной основности. Возраст минерализации в основном ларамийский и постларамийский. Вместе с тем здесь встречаются месторождения никеля и кобальта, асбеста, приуроченные к посторогенным массивам ультраосновных пород, протягивающимся вдоль продольных разломов. Продолжение этой зоны представляет крупный массив палеозойских пород, слагающих значительную часть территории Никарагуа. Здесь широкое развитие получают месторождения золота среди метаморфических толщ, окружающих выходы меловых (?) гранитоидов. Предполагается, что некоторые месторождения могут иметь и палеозойский возраст. В связи с гранитами находятся вольфрамо-молибденовые месторождения – кварцевые жилы и гнейзены.

3. Южнее пролегает широтно-вытянутая эвгеосинклинальная зона, сформировавшаяся с позднемелового времени и характеризующаяся развитием меловых, третичных и четвертичных вулканитов основного и среднего составов. Главный эвгеосинклинальный трог Центральной Америки характеризуется широким развитием золото-серебряных эпитермальных месторождений, связанных с вулканитами. С ранними членами вулканической эвгеосинклинальной серии связаны марганцевые месторождения эксгальционно-осадочного и метасоматического генезиса. С плиоценовыми интрузивными породами ассоциируют крупные месторождения медно-порфирировых руд с молибденом (Панама).

Развитие этой сложной гетерогенной территории происходило длительно. Северная ее часть, где на поверхность выходят палеозойские метаморфические толщи, очевидно, была связана со структурами Северной Америки. Считается, что метаморфизм здесь проявился в допозднепалеозойское время. Так, в составе конгломератов этих допозднепалеозойских метаморфических толщ встречаются гальки гнейсифицированных гранитов.

Таким образом, на севере Центральной Америки сохранился фрагмент древней структуры, которая на севере полого погружается под морские мелковод-

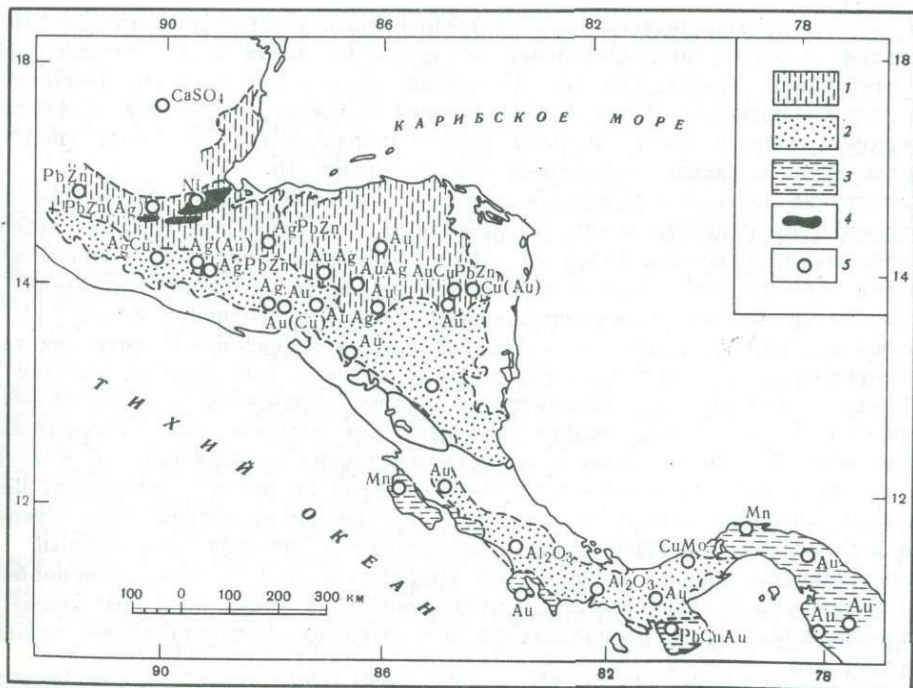


Рис. 37. Металлогеническая схема Центральной Америки (Zevú, 1970)

1 – северный полиметаллический пояс в мезозойской миогеосинклинали, 2 – южный золотоносный пояс в позднемезозойской – третичной эвгеосинклинали, 3 – Панамский пояс поздне третичной эвгеосинклинали, 4 – массивы ультрабазитов, 5 – месторождения полезных ископаемых

ные отложения позднемезозойского и третичного возраста, а на юге граничит с зоной развития молодых вулканитов.

В составе метаморфической толщи развиты филлиты, разнообразные слюдястые и хлоритовые сланцы. Они прорываются палеозойскими гранитами. В районе Белиса возраст гранитов определен в 235 ± 25 млн. лет. Гранитный массив Рабиналь в Гватемале еще более древний — 345 ± 20 млн. лет. Как отмечалось, судя по галькам гнейсифицированных гранитов в палеозойских древнейших толщах, здесь имелись и еще более ранние граниты, однако рудных месторождений, связанных с палеозойскими и более древними интрузивными циклами, достоверно не установлено. Предполагается, что палеозойский возраст могут иметь некоторые кварцевые жилы в метаморфических толщах, смятые вместе с вмещающими их сланцами. По-видимому, и некоторые россыпи золота образованы за счет разрушения таких мелких жил (месторождения Рио-Бобос, Сейбо Чико). В кварцевых пневматолитовых жилах, секущих палеозойские граниты, установлен касситерит, а в дайках амфиболита — ильменит. Вероятно, с палеозойским циклом метаморфизма связано образование кианитовых месторождений. Отсутствие сколько-нибудь крупных палеозойских месторождений объясняется значительной эрозией в период пермо-триасового перерыва осадконакопления.

Меловая минерализация развивалась в связи с формированием главной южной эвгеосинклинали. Видимо, эта авгеосинклиналь возникла на океанической коре. Она протягивалась от западных районов Мексики через Центральную Америку в Южную и послужила основой для формирования современных структурных и металлогенических зон. С основными меловыми вулканитами связаны концентрации марганца на севере Панамы, где известны месторождения так называемого калифорнийского типа с пластовыми и секущими рудными телами, образованными за счет магматических эксгалаций в процессе формирования осадочно-вулканогенных толщ и при последующем замещении их восходящими растворами.

В меловое время, видимо, были сформированы и ультрабазитовые массивы, вытянутые вдоль крупных продольных разломов. Северная зона ультрабазитов пролегает вдоль структурного шва на границе палеозойского метаморфического комплекса Сьерра-дель-Норте и обрамляющей его зоны, сложенной осадочными верхнеюрскими и нижнемеловыми миогеосинклинальными толщами. Здесь известно крупное никель-кобальтовое месторождение Никегус.

Две другие зоны расположены южнее. Они протягиваются по разломам, оконтуривающим с севера и юга близширотную депрессию, выполненную межгорными палеогеновыми и более молодыми обломочными толщами. Ультрабазиты здесь явно посторогенные и сформировались вдоль глубинных разломов, видимо, уже в меловое, а частично, может быть, и в третичное время.

Более молодые по сравнению с ультрабазитами гранитоидные интрузии также концентрируются в определенных зонах и районах. Так, одна из цепочек гранитоидных массивов протягивается по южному обрамлению складчатой зоны Сьерра-дель-Норте. Здесь, видимо, проявлены как меловые, так и поздне третичные интрузии. Они представлены преимущественно гранодиоритами, в меньшей степени гранитами, сопровождаемыми дайками диоритов и базальтов. Широко проявлены интрузивные массивы и в поле метаморфических пород Никарагуа и Восточного Гондураса. Здесь располагается крупный гранитоидный массив Дипилито, возраст которого 83 млн. лет. С ним связаны кварцевые жилы и грейзены с вольфрамитом и молибденитом, а также многочисленные золото-кварцевые жилы, располагающиеся в филлитах и сланцах вблизи мелких гранитных тел.

Ларамийский возраст имеют и пегматиты Эль-Чоль и Гранадос в Гватемале (66 млн. лет), секущие метаморфические породы. Широко проявлены граниты также в Коста-Рике, где с ними связаны месторождения железа и марганца.

Пролегающая южнее зона главного эвгеосинклинального трога, представляющая сейчас сейчас вулканическое плато, развивалась длительно. Максимум вулканической деятельности падает на эоцен. Нижние члены мощной вулканической серии

представлены основными вулканическими породами и морскими меловыми осадками. Третичная толща представлена переслаиванием осадочных пород с вулканитами различного типа. В период вулканизма и частично после него происходило внедрение штоков и даек гранитоидов повышенной основности диоритового состава. Возможно, мелкие выходы этих пород являются выступами скрытого обширного ларамийского плутона. На чередования во времени интрузивной и эффузивной деятельности указывают ксенолиты гранитоидов в андезитовых лавах. Предполагается, что и интрузивные, и вулканические породы формировались за счет одного общего длительно существовавшего источника.

С палеогеновыми, или позднемеловыми, интрузивами связаны многие месторождения: в Гватемале – золото-серебряные (Эль-Розарио), серебро-свинцово-цинковые (Валле-дель-Ангелас, Опотека, Мочито); в Гондурасе – золото-серебряно-медные месторождения Лауц и Розарио; в Никарагуа – свинцово-цинково-серебряное месторождение Сан Хуан, в Сальвадоре – Тахо. В этот же период возникли некоторые скарновые месторождения в карбонатных толщах миогеосинклинальной зоны Сьерра-дель-Норте, связанные с интрузиями гранитоидов или монзонитов (Гватемала).

В отличие от ларамийской минерализации, представленной разнообразными генетическими типами месторождений, постларамийская характеризуется развитием одного главного типа – золото-серебряных эпitherмальных руд, связанных с вулканитами. Эта минерализация имеет уже плиоценовый возраст и локализуется в лавах андезитов южной эвгеосинклинали. Среди месторождений этого комплекса известны такие, как Сан-Себастьян, Потоси и Монте-Кристо в Сальвадоре; Эль-Корпус, Сан Мартин и Марамулка в Гондурасе; Эль-Лимон, Ла Индия, Эль Хабалы в Никарагуа; Сан-Рамон в Коста-Рике и Марчаха и Никуйо в Панаме и месторождения области Дариен.

Если для эоцена и миоцена были характерны главным образом лавы и брекчии андезитов и дацитов, то в плиоценовый период, когда вулканизм развивался вдоль крупных региональных разломов, широкое развитие получили игнимбриты, слагающие высокое вулканическое плато Южного Гондураса и северо-восточную часть Никарагуа. Каналы при выбросе вулканического материала были приурочены к крупным трещинам широтного и северо-западного направления. В составе игнимбритов преобладают толщи дацитового состава. В зоне Кордильер Тасара они имеют мощность около 400 м.

Некоторые месторождения этого периода связаны с дайками риолитов и монзонитов, которые, по-видимому, служили проводниками флюидов (Эль-Лимон в Никарагуа и Сан-Себастьян в Сальвадоре). В то же время в пределах вулканического нагорья Гватемалы золото-серебряных месторождений не отмечено. Здесь известны медно-серебряные месторождения – Матаквескентиа и Сан-Паталеон в горной цепи Лас-Минас.

Говоря о генезисе золото-серебряных вулканогенных месторождений, автор металлогенической записки Э.Леви (Levy, 1970) предполагает, что эти месторождения возникли на заключительной стадии экструзии игнимбритов, причем наиболее важные из них развивались около риолитовых даек, служивших проводниками растворов. Он считает, что на глубине под игнимбритами могут быть встречены крупные месторождения. Некоторые из них, возможно, залегают ниже марганценосных проявлений.

Большой промышленный интерес представляют недавно обнаруженные на севере Панамы месторождения вкрапленных медно-молибденовых руд, приуроченных к штокам монзонитов (Петакилля). Это месторождение по геологическому типу параллелизуется со знаменитыми медными месторождениями Чили и США.

К четвертичному периоду относится формирование крупных латеритовых месторождений бокситов, силикатного никеля, россыпей золота и магнетито-ильменитовых песков.

Наибольшее практическое значение в пределах Центральной Америки имеют золото-серебряные месторождения, а также месторождения меди, никеля, алюминиевых руд, марганца; относительно невелик масштаб свинцово-цинковых месторождений.

Отмеченные при металлогеническом анализе закономерности распределения месторождений дают материал для понимания особенностей металлогении этой части Тихоокеанского пояса, представляющей пример контрастного сочетания минерализации сиалического профиля в древних континентальных блоках и явно выраженного фемического профиля в зонах вулканитов, развивавшихся, по-видимому, на океанической коре и вдоль глубинных разломов. Характерная близширотная ориентировка металлогенических зон, возможно, отражает влияние серий Тихоокеанских широтных разломов, а также срединно-атлантических структурных элементов, как бы продолжающих направление средиземноморского широтного пояса Евразии.

МЕКСИКАНСКИЙ СЕКТОР

Мексика представляет промежуточное звено Северо-Американской части Тихоокеанского пояса, связующее Северную и Центральную Америку. Она разделяется на несколько структурно-фациальных зон: Нижняя Калифорния, бассейн Сноури, Западная Сьерра-Мадре, Восточная Сьерра-Мадре, равнины залива, Южная Сьерра-Мадре и наложенный близширотный трансмексиканский вулканический пояс (Гарфиас, 1956). Зона Нижней Калифорнии в значительной части слагается крупным верхнемеловым гранитоидным батолитом, а также мезозойскими и третичными осадочными и вулканогенными породами. Эту зону характеризуют проявления меди, свинца, цинка и золота.

Зона Западной Сьерры-Мадре в основном сложена вулканическими породами, образующими мощные покровы на дислоцированных мезозойских и палеозойских метаморфизованных отложениях. Среди вулканитов широко проявлены мелкие рудопоявления олова риолитовой формации, связанные генетически с вулканическими породами.

Зона Восточной Сьерры-Мадре в основном слагается сложно дислоцированными мезозойскими карбонатными породами (Сзерна, 1956). В западной ее части широко проявлены блоковые дислокации. Мезозойские толщи, заключающие обильные карбонатные отложения, служили средой для развития полиметаллического оруденения.

Зона широтного простираения устанавливается на юге Мексиканского сектора, к северу от Сьерра-Мадре-дель-Сур, и отмечена поперечным Мексиканским вулканическим поясом с многочисленными вулканами. Ф.Кинг отмечает, что на западном продолжении этого пояса в области Тихого океана располагается крупная зона трещин Кларифон.

В металлогеническом отношении Мексиканский сектор Северо-Американских Кордильер непосредственно связан с рудоносными площадями Соединенных Штатов. На обширной площади распространены полиметаллические месторождения, число которых измеряется тысячами (Гонсалес Рейна, 1953, Gonzalez Reyna, 1956). Минерализация локализуется главным образом в карбонатных толщах и представлена метасоматическими пластовыми и секущими жильными залежами (Congraso Geologico Internacional, 1956). Вдоль крупных разломов в алюмосиликатных породах встречаются кварцевые жилы с золото-серебряной минерализацией. В пределах протяженного вулканического пояса широко проявлены многочисленные, но мелкие оловянные месторождения и местами месторождения вольфрама. Небольшое распространение имеют скарновые месторождения железа (Дюранго).

Полиметаллические месторождения преимущественно связаны с третичными андезитами и в некоторых случаях с риолитами. Полиметаллический пояс прослеживается почти непрерывно на расстоянии до 3000 км от границы с Соединенными Штатами на севере до южной границы Мексики.

Характерным представителем полиметаллических площадей является район Санта-Евфалия в провинции Чиуауа. Здесь известны плащеобразные залежи полиметаллических руд среди известняков (рис. 38), а также трубчатые тела по контакту с дайками третичных андезитов. На контактах развивается круп-

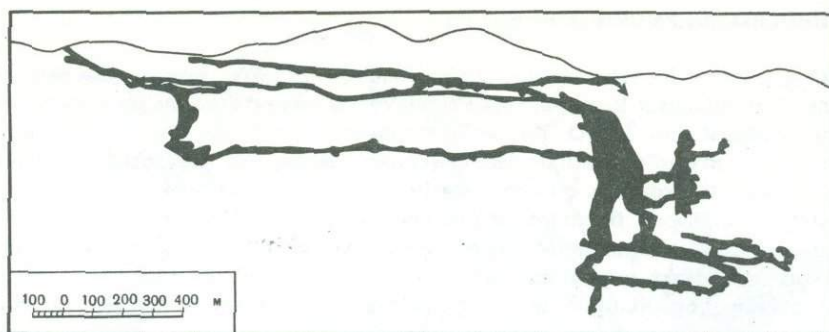


Рис. 38. Метасоматические пластовые тела и трубы полиметаллических руд, округ Чиуауа, Мексика

нолуцистый геденбергитовый скарн, содержащий вкрапленность галенита, сфалерита, а также халькопирита, пирротина и арсенопирита. В одном из таких трубчатых тел (Сан-Антонио) содержался касситерит (Hewitt, 1943).

Пример пологопадающих пластовых тел представляет месторождение Наика, также залегающее среди известняков. Пластообразные пологопадающие залежи располагаются многоярусно, достигая больших глубин (до 1500 м). На этих глубинах происходит и современное минералообразование из горячих терм в виде отложения крупных пластинчатых кристаллов прозрачного гипса в пустотах среди сульфидных руд.

К жильному типу относятся месторождения округа Параль Фреснильо и Сакатекас, а также Санта-Барбара (Скотт, 1964), представляющие пример жильных тел в ассоциирующих с дайками андезитов, диоритов и риолитов (Schmitt, 1931).

Интересные железорудные скарновые месторождения, связанные также с третичным интрузивным массивом, известны близ г. Дуранго. Магнетитовые руды здесь наложены на скарны, причем с магнетитом ассоциирует обычно обильный апатит.

Всемирно известны золото-серебряные месторождения Мексики и среди них крупнейшая жила в третичных вулканитах и конгломератах округа Гуанохуато. Здесь кварцевая жила протяжением более 50 км и мощностью более 10-15 м разрабатывалась многочисленными выработками. Работы продолжаются на глубоких горизонтах до глубины 1500 м. Кварцевая жила заключает золото и серебряные минералы - аргентит, самородное серебро и серебряные сульфосоли. На некоторых участках встречается селенид меди - гуанохуатит.

Своеобразие металлогении Мексики заключается в многочисленных мелких оловянных месторождениях риолитовой формации. Эти месторождения представлены короткими жилами и прожилками, которые локализируются в крутопадающих трещинах и связаны с глубинными источниками растворов, заключенными в вулканических аппаратах (Foshag, Fries, 1942; Smith, 1950; Sainsbury, 1969).

Касситерит ассоциирует с гематитом (спекуляритом) и содержит повышенное количество железа. Он сопровождается помимо кварца кристобалитом, тридимитом, халцедоном, опалом, а также монцитом, санидином, топазом и флюоритом. Сульфиды отсутствуют.

Среди палеозойских осадочных пород встречаются оловоносные и вольфрамоносные граниты с минерализацией кварцевой формации (грейзенами и кварцевыми жилами), сопровождающиеся небольшими россыпями в широтном блоке Южной Сьерры-Мадре.

КАЛИФОРНИЙСКО-КОЛУМБИЙСКИЙ СЕКТОР

Следующий к северу Калифорнийско-Колумбийский сектор, расположенный на юго-западе Соединенных Штатов, характеризуется значительным расширением складчатой области (до 1800 км) и усложнением ее строения за счет крупного срединного докембрийского массива плато Колорадо, который ограничивается с востока блоковыми сооружениями Скалистых гор, а с запада — системой хребтов Большого бассейна и складчатого пояса Сьерры-Невады.

Осевую часть мезо-кайнозойской области, протягивающейся вдоль системы Кордильер и Скалистых гор, образует позднемезозойское (в основном позднеюрское) складчатое сооружение Сьерры-Невады, возникшее на месте эвгеосинклинали и характеризующееся развитием основных вулканитов и крупных батолитов гранитоидов. Западнее располагается береговая зона поздне третичной складчатости и блоковых дислокаций, а восточнее — область Скалистых гор — обширный перикратонный прогиб или миеосинклиналь, характеризующаяся широким развитием карбонатных пород, проявлением надвигов, а в западной части также вертикальных разломов, определивших проявления мощного третичного вулканизма и сопряженной с ним минерализации.

Околотихоокеанская эвгеосинклинальная зона развивалась длительно с перерывами от ордовика до поздней юры (Ирдли, 1960). В разрезе широко развиты вулканиты и продукты их перемыва. Местами встречаются линзы серпентинизированных ультраосновных пород — членов офиолитовых серий. Ф.Кинг (1961) предполагает, что эвгеосинклиналь заложилась на океанической коре. Однако радиометрические данные последних лет показывают присутствие здесь и докембрийских образований и, очевидно, более прав Шухерт, который, считал, что эвгеосинклиналь развивалась на сиалическом основании между Канадским щитом на востоке и массивами Каскадия и Калифорния на западе.

Зона эвгеосинклинали сложена двумя комплексами осадков: палеозойской серией Калаверас и мезозойской серией Марипоса. Первая серия Калаверас представлена сланцами, филлитами, граувакками, кремнистыми сланцами, известняками, местами мощными основными лавами и туфами. Согласно Ф.Кингу, она формировалась в глубоко опускавшихся трогах, разделенных тектоническими и вулканическими хребтами, вероятно, в условиях большой подвижности земной коры. Мезозойская серия Марипоса сложена сланцами, основными лавами ниже-средне-юрского возраста. В некоторых районах известны также триасовые отложения.

Хребет Сьерра-Невада имеет приблизительно симметричное строение с более древними палеозойскими отложениями в осевой его части и мезозойскими — на крыльях. Породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Они прорваны крупнейшим батолитом гранитоидов, протягивающимся на 1700 км. Наряду с главным массивом известны и второстепенные крупные батолиты, приуроченные к сопряженным разломам. Гранитоиды, представленные монзонитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, по представлению Ф.Кинга, возникли за счет материала глубинных частей разреза. Магма проникла вдоль разломов в осевой части антиклинория в верхние горизонты в заключительную фазу позднеюрской орогении.

Наиболее древними, по В.Линдгрону (1937), являются габброиды, затем диориты. На поздних этапах формируется главная масса пород — гранодиоритов и кварцевых монзонитов. Гранитоидный батолит протягивается вдоль оси крупного антиклинория. Он характеризуется асимметричным строением с крупнопадающим восточным контактом, образующим резкий уступ над равниной Большого бассейна, и пологопадающим западным контактом.

Вдоль западного контакта протягивается золотоносный пояс, к которому относится крупнейшая золотоносная зона Мозер Лод (рис. 39). Эта зона представляет сложную систему жил в полосе смятия, протягивающейся более чем на 200 км при ширине около 1,5 км.

Развитые здесь кварцевые жилы приурочены к узкому поясу юрских сланцев серии Марипоса, иногда располагаясь между сланцами и зеленокаменными

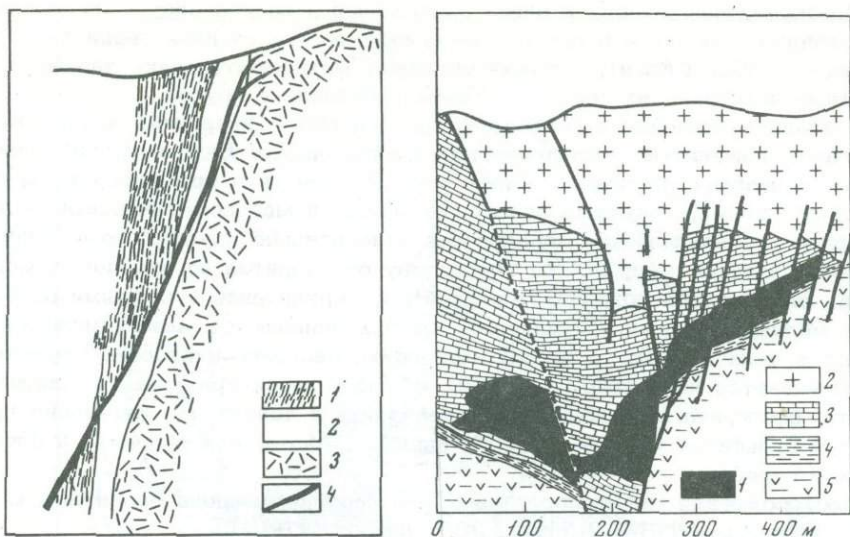


Рис. 39. Вертикальный разрез жилы Мозер Лод (Линдгрэн, 1932)

1 - амфиболит, 2 - глинистые сланцы, 3 - зеленокаменные породы, 4 - золотоносная жила

Рис. 40. Вертикальный разрез рудника Тинтик-Стандарт (Линдгрэн, 1932)

1 - рудное тело, 2 - риолит-порфиры, 3 - известняки, 4 - сланцы, 5 - кварциты

прослоями в них. Рудоконтролирующая тектоническая зона характеризуется значительным вертикальным смещением типа сброса. Жилы сложены кварцем и сульфидами. Из рудных минералов распространены золото, пирит, пирротин, встречаются теллуриды золота. Оруденение, как считает Линдгрэн (1937), является высокотемпературным и, что необычно, выдержанным на значительном протяжении. Жилы разрабатываются на глубину более 600 м, а в отдельных рудниках минерализация прослежена по вертикали до 1300 м (рудник Кеннеди) и даже до 1500 м (рудник Аргонавт). Эта, не имеющая себе равных по масштабу и богатству, жильная зона сопровождается многочисленными россыпями. Характерно, что в самих гранитоидах кварцевых золотоносных жил мало.

От золота резко отличается по закономерностям распределения вольфрам, который образует многочисленные месторождения в области батолита Сьерра-Невада, тяготея к его окраинам и провесам кровли. Очевидно, источником вольфрама служили в данном случае глубинные магматические очаги.

Миогеосинклиналь, расположенная на территории восточной половины Большого бассейна и западе Скалистых гор, возникла на пологом прогибе кристаллического фундамента Канадского щита. Эта зона характеризуется накоплением мощных карбонатных толщ, формировавшихся от позднего докембрия до позднего палеозоя. Общая мощность осадков здесь превышает 8000 м, в восточном направлении она резко сокращается. Структура Скалистых гор характеризуется многочисленными надвигами, падающими в основном на запад, в направлении от континента.

В отличие от описанной эвгеосинклинальной области миогеосинклинальная характеризуется проявлением интрузивных массивов уже меньших размеров. Возраст гранитоидных пород здесь, как предполагают, более молодой - ларамийский (поздний мел - палеоген). Широко проявлены и миоценовые магматические породы и рудные месторождения, особенно широко развитые вдоль поперечных и диагональных разломов, секущих мезозойские сооружения и окаймляющих срединные массивы. Наиболее интенсивно проявлено оруденение вокруг плато Колорадо. Эта область Соединенных Штатов включает крупнейшие запасы свинцово-цинковых, медных, молибденовых, вольфрамовых и золото-серебряных руд, а также месторождений урана (плато Колорадо).

Месторождения свинца и цинка разнообразны по генезису и располагаются в различных породах — в древних метаморфических сланцах серии Белт (месторождение Кер д'Ален), а также образуют метасоматические залежи в карбонатных палеозойских толщах — Тинтик, Ледвиль и другие.

В позднепалеозойских пенсильванских породах — кварцитах и известняках — залегают знаменитые медные месторождения округа Бингем (Юта), приуроченные к штокам третичных моноклинитов. Рудные тела представлены крутопадающими жилами, секущими осадочные толщи, и метасоматическими залежами. В округе устанавливается зональность относительно крупных гранитоидных удлиненных штоков, меняющихся по составу от диоритов до кварцевых моноклинитов. Близ штоков локализуется пиритовое оруденение с бедными вкрапленными медными рудами. С удалением от них появляются метасоматические медно-рудинные тела и далее — метасоматические свинцово-цинковые. Оруденение прослеживается на глубину до 1000 м. Руды характеризуются развитием галенита, сфалерита, халькопирита, тетраэдрита и тенантита. Интересно присутствие в сульфидах (больше всего в пирите) золота, а в галените и блеклых рудах — серебра.

Месторождения медно-порфировых руд особенно широко развиты к югу от плато Колорадо (Titley, Hicks, 1966; Шмидт, 1960).

Крупнейшую рудоносную площадь с полиметаллическим оруденением представляет Центральный рудный район Нью-Мексико. Район сложен осадочными породами от кембрийского до мелового возраста, прорванными некками, силами и лакколитами миоценового возраста, а также более поздними штоками гранодиоритов и сопровождающими их дайками. Генетическая связь оруденения с магматическими породами неясна. Здесь выделяются три типа месторождений: 1) сульфидные залежи руд в гранат-пироксеновых скарнах; 2) метасоматические сульфидные залежи в известняках, иногда также скарнированных; 3) жильные месторождения свинца, цинка и меди.

Месторождения первых двух типов локализуются в известняках пенсильванского и миссисипского возраста, третьего — главным образом в вулканических аппаратах.

В известняках располагаются рудные тела и других крупных рудных округов — Пиоче, Ледвиль, Тинтик (рис. 40), причем наиболее распространенным типом являются метасоматические межпластовые и секущие жильные тела. Минерализация ассоциирует с мелкими штоками и дайками третичных пород повышенной основности или располагается в криптобатолитовой области (Тинтик). Пояс полиметаллической минерализации непосредственно продолжается в США из Мексики.

С третичными субвулканическими телами в этой части Кордильер тесно ассоциируют также вольфрамовые и золотые месторождения (рис. 41). Характерно, что иногда с одним и тем же крупным региональным разломом — продольным, диагональным и поперечным приурочены месторождения различных металлов, что подчеркнул в своей работе Барнхем (Burnham, 1959).

Золоторудные месторождения (Koschman, Bergendahl, 1968) связаны с мелкими штоками, представляющими близповерхностные тела или вулканические некки и заключающие жилы и штокверки с оруденением, спускающимся на значительную глубину. Характерной особенностью месторождений является высокая серебримость золота, ассоциация его с аргентитом, серебряными сульфосолями, а в некоторых месторождениях — развитие исключительно теллуридов золота (Крипл-Крик). Изменения вмещающих пород (большей частью андезитов или риолитов) проявлены в пропилитизации, хлоритизации, серицитизации. Характерным минералом многих месторождений является адуляр, часто присутствуют цеолиты.

Месторождение Тонопах (Западная Невада) является интересным примером многофазных образований вулканических пород, сопровождающихся разновозрастной минерализацией. Ранние вулканы представлены андезитами, они сопровождаются серией относительно высокотемпературных рудных образований. Позднее внедрились риолиты, с которыми связана ассоциация аргентита, по-

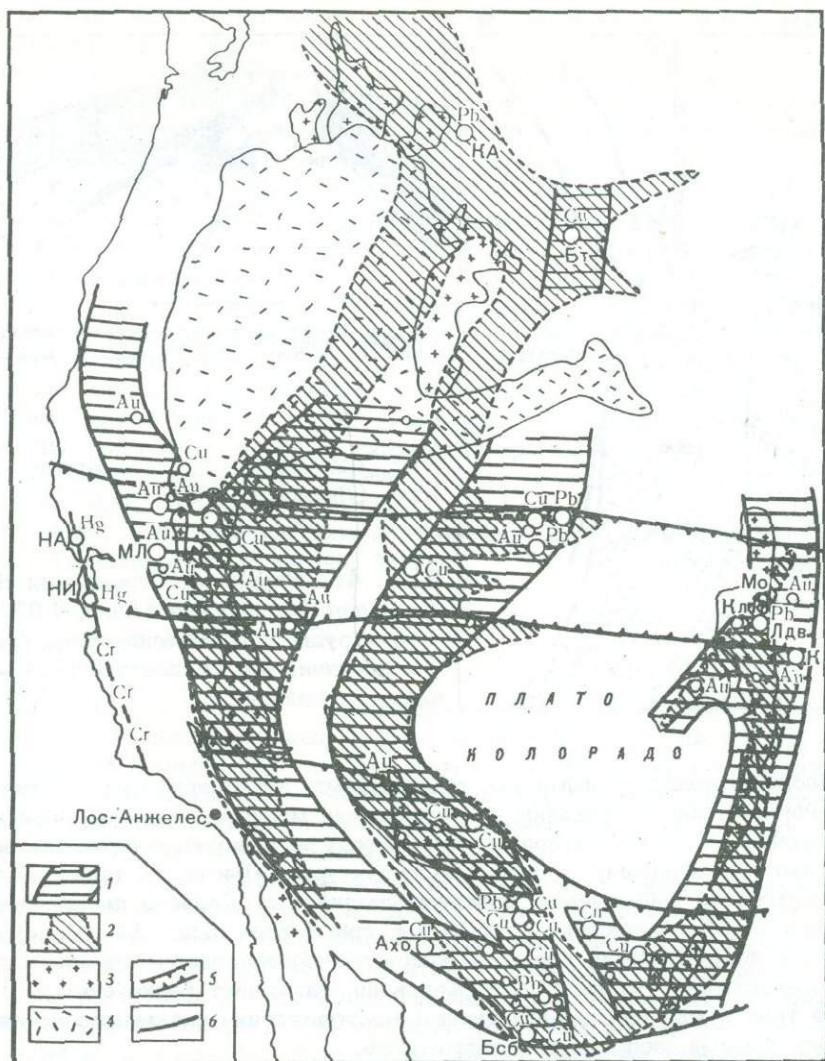


Рис. 41. Рудноносные зоны запада США

1 - медно-свинцово-цинковая и золотая минерализация (Burnham, 1959),
 2 - вольфрамовая минерализация (Кегг, 1946), 3 - граниты, 4 - вулкани-
 ты, 5 - поперечные и диагональные рудоконтролирующие зоны, 6 - нарушения

Месторождения: КА - Кер д'Ален, Бт - Бьютт, НА - Нью-Альмаден,
 НИ - Нью-Идрия, МЛ - Мозер Лод, Ахо - Ахо, К - Крипль-Крик, Лдв -
 Ледвиль, Бсб - Бисби, Кл - Кляймэкс

либазита, серебристого золота с небольшим количеством сульфидов железа, меди, свинца и цинка.

Крупнейшее месторождение Комсток представлено крупной жилой, приуро-
 ченной к сбросу, секущему диориты и андезиты. Жила сложена кварцем и каль-
 цитом с пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, серебристым золо-
 том, аргентитом, полибазитом. Оруденение прослежено на глубину 1500 м.

Примером золото-теллуристого месторождения является месторождение Крипль-
 Крик (рис. 42), приуроченное к телу латита, пересеченному серией радиаль-
 ных трещин, вмещающих маломощные жилы. Главным рудным минералом явля-
 ется калаверит.

Во многих месторождениях представлена в основном серебряная минера-
 лизация с аргентитом и сульфосолями серебра.

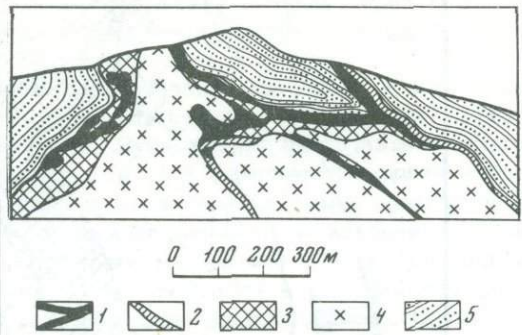
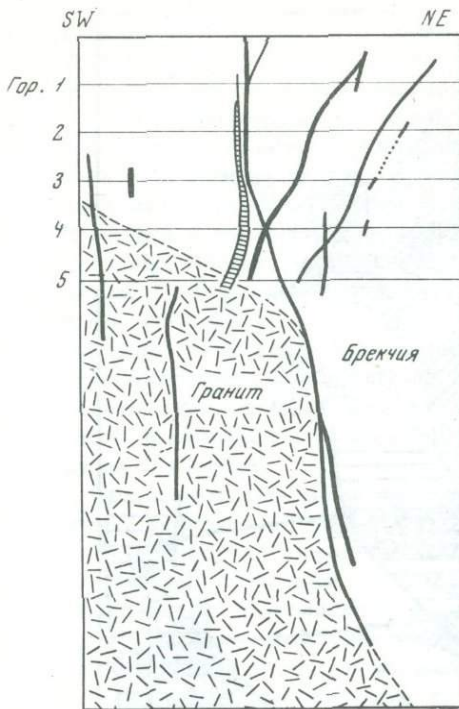


Рис. 42. Разрез рудника Криплъ Крик (Линдгрэн, 1932)

Рис. 43. Разрез месторождения Нью-Альмаден, Калифорния (Линн, 1973)
1 - руды, 2 - тектоническая глина, 3 - брекчии, 4 - серпентиниты, 5 - песчаники и сланцы

С молодыми золоторудными месторождениями, ассоциирующими с третичными вулканитами, иногда связаны эпitherмальные месторождения ферберита. Они приурочены к тем же каналам, причем иногда рудоконтролирующие зоны располагаются диагонально к основным структурам. Примером является пояс северо-восточного направления, прослеживающийся от Ледвиля на юго-западе до Болдера на северо-востоке на 200 км, при ширине около 15 км. Этот пояс, секущий докембрийские породы - кристаллические сланцы, гнейсы и граниты северо-восточной окраины плато Колорадо, включает раннеэоценовые интрузивные тела и многочисленные рудные месторождения различного состава: свинцовые, медные, золотые и вольфрамовые.

Золоторудные и ферберитовые жилы приурочены иногда к одним и тем же трещинам, причем установлено, что вольфрамовая минерализация здесь является более поздней (Ловеринг, 1937; Lovering, 1941).

П. Керр (Kerr, 1946) указывает на разновозрастность вольфрамовых месторождений и разнообразие их состава. Среди вольфрамовых месторождений встречаются пегматоидные жилы, грейзены и кварцевые жилы, но особенно широко распространены скарны в карбонатных отложениях, заключающих крупные ресурсы вольфрама. Почти всегда вольфрамовая минерализация находится в близкой пространственной ассоциации с куполами интрузивных пород (монзонитов или гранодиоритов). Преобладающим рудным минералом является шеелит, хотя местами присутствует ферберит, особенно характерный для кварцевых жил и штокверков. Шеелитовосные залежи скарнов (тактитов) чаще являются межпластовыми и локализуются на контакте известняков с алломосиликатными породами, слюдяными сланцами или гранитами. Они образовались за счет растворов, поднимающихся из глубинных частей интрузивных тел. П. Керр предполагает, что рудоносные растворы проникали из обширных гидротермальных бассейнов.

К востоку от массива Колорадо располагается крупнейшее молибденовое месторождение Кляймэкс, приуроченное к многоэтапному комплексу третичных субвулканических пород и представленное штокверком.

Другая молодая металлогеническая область с еще более поздней минерализацией расположена к западу от Сьерры-Невады и протягивается вдоль побережья Тихого океана. Здесь накопление мощной толщи терригенных и вулканических пород проходило с самого конца юры и в течение мела в основном после главной эпохи мезозойской складчатости. На востоке это были отложения шельфа, а на западе — эвгеосинклинальной формации (граувакки, глинистые, кремнистые сланцы и спилиты францисканской формации). Большую мощность имеют и третичные отложения, смятые в складки в среднем плиоцене (Кинг, 1969). Осадконакопление в прибрежной зоне, а вдоль разломов вулканизм продолжается и сейчас.

Параллельно береговой линии протягивается знаменитый сдвиг Сан-Андреас, расположенный на северном продолжении рифта Калифорнийского залива. Предполагают (Кинг, 1969), что по этому сдвигу произошли в основном в до-среднетретичное время горизонтальные перемещения.

На северном продолжении этой системы разрывов вдоль побережья отмечается цепочка меловых массивов серпентинизированных ультрабазитов, заключающих хромитовые месторождения, а также месторождения ртути — Нью-Альмаден (рис. 43), Нью-Ирдиа и другие.

Самые молодые в прибрежной зоне золоторудные проявления связаны с четвертичными базальтами (Линдгрэн, 1932).

КАНАДСКИЙ СЕКТОР

В Канаде продолжается система горноскладчатых сооружений Скалистых гор и Кордильер, протягивающихся сюда из Соединенных Штатов. Как и в пределах Соединенных Штатов, две главные зоны — Скалистые горы и Кордильеры — здесь резко отличны как в геологическом, так и в геоморфологическом отношении. Они разделяются гигантским тектоническим швом — рвом Скалистых гор (Geology and Economic Minerals of Canada, 1970).

Скалистые горы характеризуются развитием осадочных пород от среднепротерозойского до пенсильванского возрастов, отложившихся в пределах длительно развивавшейся миогеосинклинали на опущенной западной окраине Канадского щита (перикратонный прогиб). Для этой области свойственно почти полное отсутствие изверженных пород, преобладание среди осадочных образований карбонатных фаций, характерных для миссисипских и пенсильванских отложений, развитие чешуйчатых надвигов. Общее движение при надвигах было направлено в сторону Канадского щита, на окраине которого в пределах предгорных прогибов палеозойские отложения надвинуты на меловые и третичные. Установленная амплитуда перемещения по отдельным тектоническим чешуям достигает 15 км, а суммарные сокращения в результате надвиговых перемещений достигают 250 км. На западе система Скалистых гор ограничена сбросом, составляющим восточный борт тектонической долины Рва Скалистых гор. Западнее Рва Скалистых гор располагается система так называемых Колумбийских гор, сложенная докембрийскими и перекрывающими их палеозойскими и триасовыми отложениями. В пределах системы Колумбийских гор (пояс Оминека, рис. 44) с востока на запад выделяются три древних массива: Пёрсел, Селкирк и Монаши, разделенные продольными меридиональными разломами, которые прилегают к Рву Скалистых гор под острым углом, обращенным раствором к югу. Эти массивы, в отличие от Скалистых гор, характеризуются широким проявлением магматических пород, интенсивным метаморфизмом, развитием в составе слоистых толщ вулканитов базальтоидного состава, которые отлагались, начиная, во всяком случае, с карбона, а может быть, и с протерозоя. Эта зона так называемой эвгеосинклинали Северо-Американских Кордильер, которая не особенно четко ограничена на востоке. Во всяком случае, граница эвгеосинклинали не совпадает с положением современной депрессии Рва Скалистых гор, а находится где-то западней, причем со временем центры основного вулканизма смещались все далее на запад.

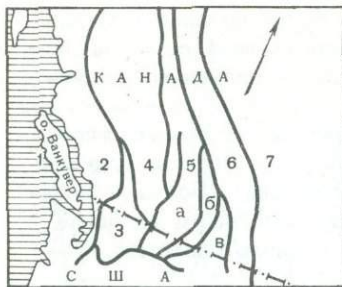


Рис. 44. Главные структурные элементы Канады (Monger, Preto, 1972)

1 - Островная зона, 2 - Береговой плутонический комплекс, 3 - Каскадный пояс, 4 - Внутренний пояс (Внутреннее плато), 5 - кристаллический пояс Оминька (массивы: а - Моноши, б - Селскирк, в - Пёрсел), 6 - пояс Скалистых гор, 7 - Внутренняя платформа

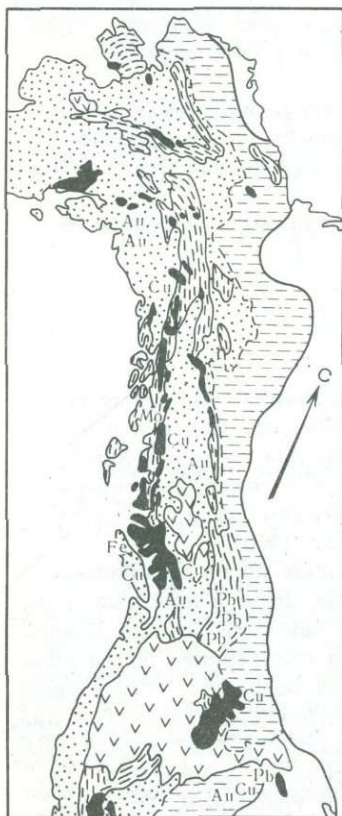


Рис. 45. Геологическая схема Канадского сектора Тихоокеанского пояса и соседних территорий (Monger, Preto, 1972)

1 - кайнозойские вулканические породы, 2 - фанерозойские осадочные породы (миогеосинклиналь), 3 - фанерозойские осадочные и вулканические породы (эвгеосинклиналь), 4 - граниты (в основном мезозойские), 5 - метаморфические породы

Еще западнее располагается обширная система Внутренних плато, также ограниченных разломами, а затем зона Каскадных гор и еще далее - Береговой хребет с интенсивным проявлением магматизма и метаморфизма. Структуры Берегового хребта на востоке ограничены проливом Джорджия, отделяющим их от островной зоны, протягивающейся через острова Ванкувер, Королевы Шарлотты и др.

Характерной чертой этой части Кордильер является (рис. 45) значительная роль метаморфических комплексов в общей системе складчатых сооружений, интенсивное проявление основного вулканизма и развитие крупных гранитоидных массивов различного возраста - триасового, верхнемелового и третичного, отличающихся повышенной основностью. Спорадически отмечаются молодые эоценовые вулканы, иногда повышенной щелочности до щелочных производных ультраосновных пород.

В металлогеническом отношении область складчатых сооружений Канады не однородна. На востоке в пределах миогеосинклинали широко проявлены стратиформные свинцово-цинковые месторождения

в отложениях среднепротерозойского и кембрийского возрастов (рис. 46).

В этой же восточной миогеосинклинальной зоне спорадически встречается олово - в полиметаллических месторождениях как примесь или в грейзенах. Минерализация локализуется на значительном интервале близ батолита Кесьер-Оминька, приуроченного к разлому северо-западного направления в северной части Канады, и в батолите Нильсон в юго-западной части Канады, локализуясь на пересечении разломов северо-западного и широтного направлений. В гранитах встречаются оловоносные грейзены, сопровождающиеся мелкими россыпями касситерита. Среди известняков в экзоконтакте локализуются скарны и полиметаллические месторождения, также иногда оловоносные.

Полиметаллические месторождения Канады весьма многочисленны и располагаются в разных частях разреза. Наиболее крупные из них локализованы в протерозойских отложениях Белтской серии. К ним относится, в частности, крупнейшее месторождение Салливан. Многие месторождения залегают в па-

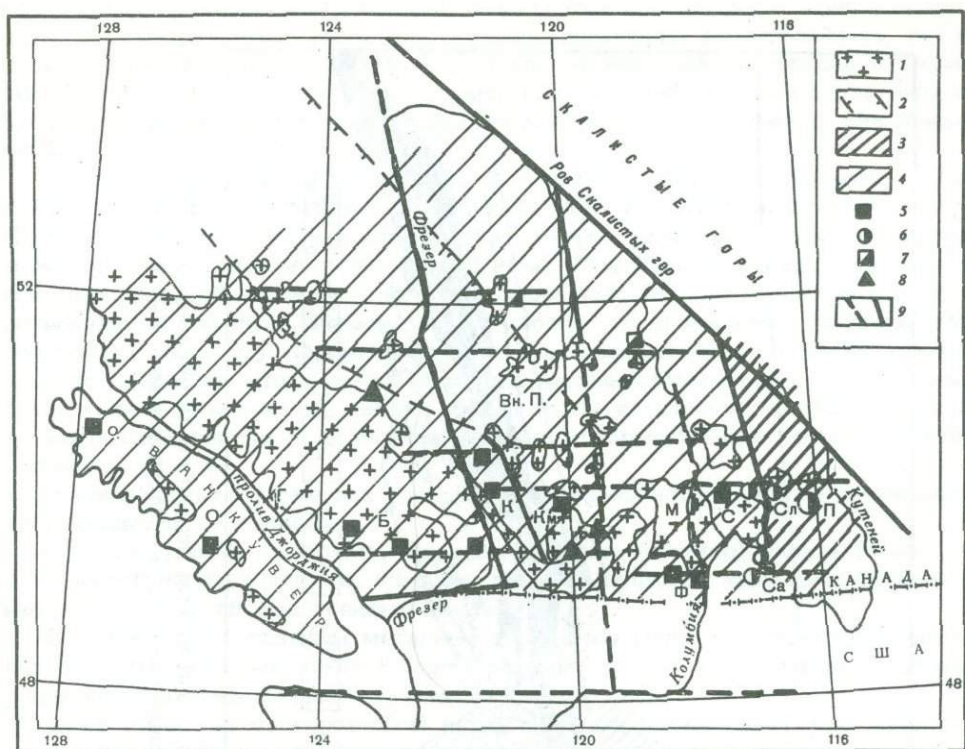


Рис. 46. Схема расположения структурно-металлогенических зон и рудных месторождений юга Канады

1 - граниты, 2 - контуры Внутреннего плато, 3 - полиметаллический пояс, 4 - медный пояс. Месторождения: 5 - медь, 6 - свинец и цинк, 7 - молибден, 8 - золото, 9 - разломы

Структурно-металлогенические зоны: О - островная, Б - береговая, К - Каскадных гор, Вн. П. - Внутреннего плато, М - массив Монаши, С - массив Селкирк, П - массив Пёрселл. Рудные месторождения: КМ - Коппер Маунтин, Ф - Феникс, Сл - Салливан, Са - Салмо

леозойских толщах, обычно неподалеку от выходов докембрия. В этих условиях локализуются крупные, часто межпластовые залежи простого состава, сложенные пиритом, сфалеритом, галенитом, иногда заключающие пирротин. Минерализация сопровождается турмалинизацией или серицитизацией, а в карбонатных породах развивается по тактитам (скарнам). В то же время в верхних частях разреза палеозоя проявлены уже менее богатые жильные тела выполнения открытых трещин, характеризующиеся сложным составом и обилием разнообразных сульфоселей.

Наиболее крупным полиметаллическим месторождением является Салливан, представляющий собой колоссальную залежь в метаморфических породах Белтской серии (рис. 47). Это крупнейшее месторождение, располагающееся в черных филлитах протерозойской формации Олдридж Белтской серии в массиве Перселл - представлено мощной сульфидной залежью в верхних горизонтах, а на глубине - пластовым телом с полосчатыми тонкозернистыми рудами, предположительно осадочного происхождения. Это пластовое тело ограничено с лежащего бока конгломератами, а с висячего - горизонтами кварцитов. Оруденение сопровождается интенсивным изменением - скарнированием, хлоритизацией, турмалинизацией. В висячем боку на значительное расстояние распространяется альбитизация. Рудоносная залежь, мощность которой измеряется десятками метров, имеет полосчатое строение, широкое развитие получают массивные сфалерит-галенитовые руды. Местами развиты мощные пирротинные линзы.

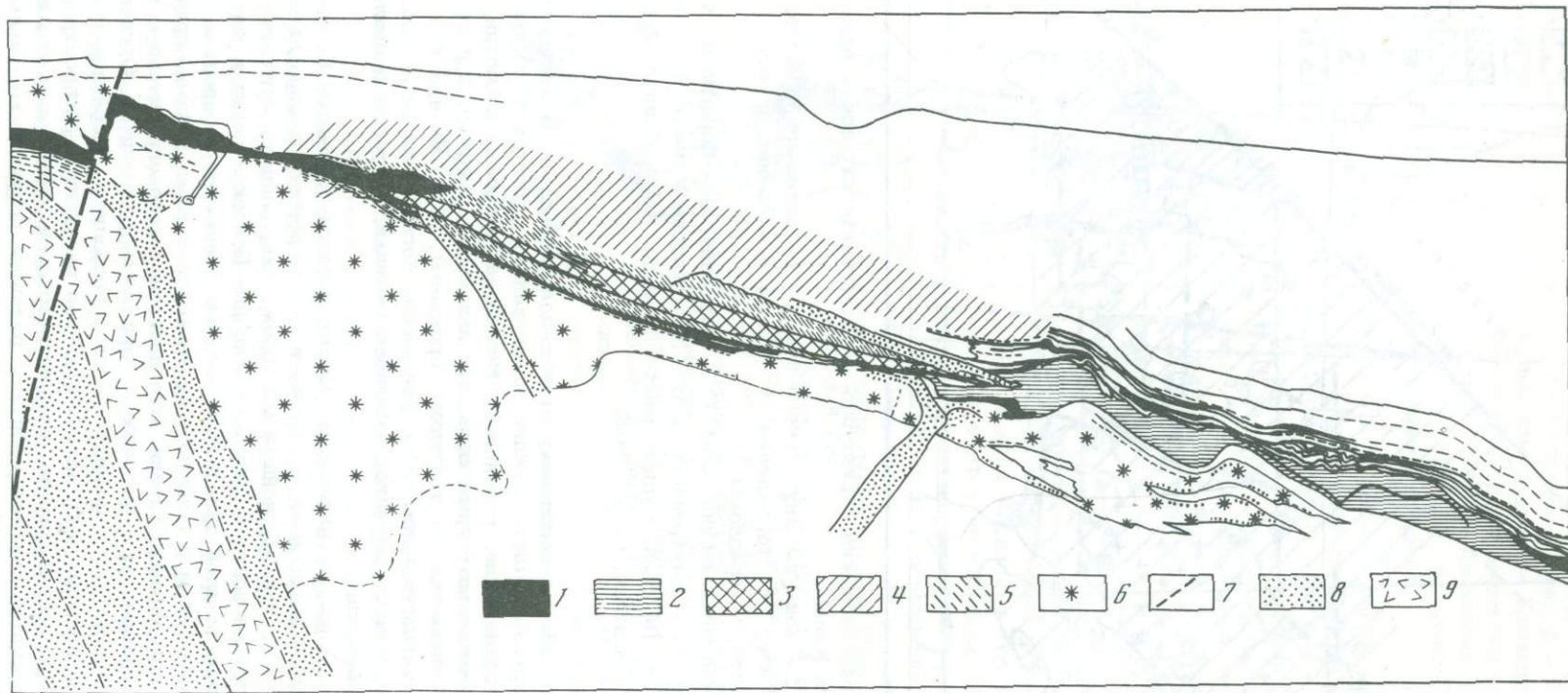


Рис. 47. Вертикальный разрез рудника Салливан (Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Gordillera, 1966)
 1- полиметаллическая руда, 2 - пирротин, 3 - пирит, 4- альбитизация, 5 - хлоритизация, 6 - турмалинизация, 7 - сбросы, 8 - диорит, 9 - гранофир

Руды содержат касситерит, который извлекается при их обогащении. Месторождение рассматривается сейчас как первично осадочное, протерозойское, регенерированное при наложении протерозойских же интрузий габброидов и диоритов. Регенерация сопровождалась перекристаллизацией руд и гидротермальными околорудными изменениями — турмалинизацией, хлоритизацией и альбитизацией.

Некоторые из стратиформных месторождений, особенно залегающие в доломитизированных известняках кембрия, возможно, являются эпигенетическими. Примером может служить месторождение Джерси (рис. 48). К этому же типу может быть отнесено месторождение Риевес Мак-Дональд-Майнс, представленное межпластовой залежью в доломитизированных кембрийских известняках, пересеченных тонкими, параллельными слоистости прожилками галенита, сфалерита и пирита. Оруденению предшествовала доломитизация, которая проявилась до внедрения штока сиенит-порфиров верхнемелового возраста. Отношение оруденения к этому штоку неясно. Может быть, источником металлов служили те же древнейшие толщи основания разреза, которые вмещают и месторождение Салливан.

В сероцветных отложениях протерозоя здесь известны медные проявления типа медистых песчаников.

С мезозойскими гранитами, секущими древние метаморфические толщи, связаны шеелитоносные скарны, которые, видимо, являются аналогами вольфрамовых месторождений Соединенных Штатов.

Далее к западу главным металлом становится медь. Специфически меденосная область эвгеосинклинали Кордильер характеризуется на канадском отрезке развитием метабазальтовых мощных толщ.

Здесь известны месторождения разного типа и разного возраста, начиная от субвулканических своеобразных пегматоидных ортоклаз-биотитовых жил и прожилков с халькопиритом, пиритом и борнитом в штокверках, секущих субвулканические тела сиенит-порфиров (рудник Копер Маунтин Майн), и кончая меденосными скарнами, связанными с субвулканическими третичными интрузиями сиенит-порфиров, рвущими вулканогенно-осадочную толщу с прослоями карбонатных пород (рудник Феникс района Гранд Форк).

Разновозрастны и разнообразны здесь также золотые месторождения. Наиболее ранние из них, тоже связанные с верхнетриасовыми вулканитами, располагаются в толще туфов с верхнетриасовыми вулканитами и ассоциируют с габброидами и диоритами, близкими по возрасту к этим вулканитам. Минерализация представлена скарнами и золото-сульфидными жилами, которые секутся гранодиоритовыми дайками (месторождение Хендлей). В этом же районе проявлено и самое молодое золото-серебряное оруденение, генетически связанное с эоценовыми вулканитами повышенной щелочности. В линзовидных кварцевых телах, замещающих брекчии, отчетливо видны дендриты самородного серебра и макроскопически различимое самородное золото (Дасти Майн).

Наряду с медью и золотом в эвгеосинклиальной зоне Канадских Кордильер присутствуют также свинец и цинк. Эти металлы, в частности, встречаются в доскладчатых месторождениях среди триасовых метабазальтов в северной части острова Ванкувер.

Металлогенетические отличия "карбонатной" миогеосинклинали с резко выраженным полиметаллическим профилем оруденения и "метабазальтовой" эвгеосинклинали с широко развитыми медными и сопровождающими золотыми месторождениями видны в пределах Канадского отрезка притихоокеанских складчатых сооружений наиболее отчетливо. Здесь устанавливается продольная зональность (Tectonic History and Mineral Deposits of the western Cordillera, 1966), которая осложняется зональностью поперечной. Последняя на юге Канады может быть отмечена преимущественной концентрацией как медных, так и полиметаллических месторождений в широтной зоне, протягивающейся близ границы с США и отмеченной выходами древних массивов, которые вмещают оруденение.

Развитие эвгеосинклинали Кордильер в ее восточной части протекало, видимо, на сиалическом фундаменте, как это видно по выходам древнейших ком-

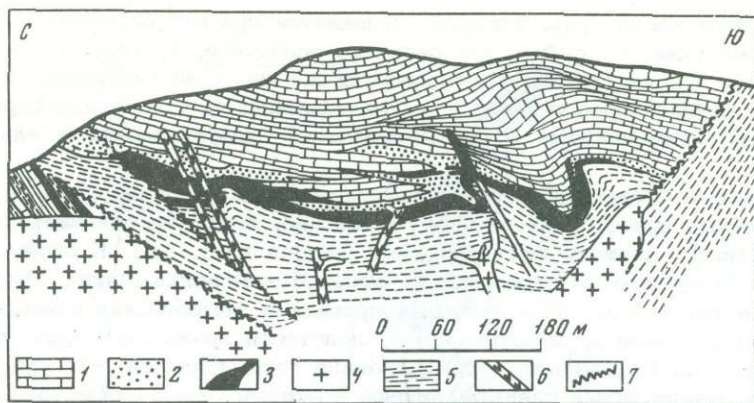


Рис. 48. Разрез месторождения Джерси (Линдгрэн, 1932)

1 - известняк, 2 - доломит, 3 - скарново-рудное тело, 4 - гранит, 5 - аргиллит, 6 - лампрофир, 7 - сбросы

плексов в пределах крупных древних массивов - Персел, Селкирк, Монаши, Оканаган, разобщенных региональными продольными разломами. Признаки древнего сиалического фундамента устанавливаются и в крайней западной островной зоне, где на севере о. Ванкувер, в районе города Виктория, вскрывается сложный комплекс гнейсов фундамента пока не установленного возраста. Видимо, этот гнейсовый комплекс подстилает здесь толщи мощных позднепалеозойских и триасово-юрских метабазальтов. В этой части развиты и наиболее молодые вулканические геосинклинальные образования, которые параллелизуются с францисканской формацией Калифорнии.

Молодой магматизм, проявляющийся неоднократно в триасе, средней юре, в поздне меловое и третичное время, распространялся по разломам и далеко к востоку, вплоть до Рва Скалистых гор. Возможно, он в значительной степени определял региональный метаморфизм, который достигает местами высоких ступеней. Отчетливо выделяются здесь два метаморфических пояса: восточный, охватывающий массивы Персел, Селкирк и Монаши, и западный, охватывающий западную половину Каскадных гор и Береговой хребет. Эти два пояса метаморфических пород разделены областью слабого метаморфизма Внутреннего плато, видимо, представляющего устойчивое поднятие, где не сказались в такой степени интенсивные дислокации и процессы регионального и контактового метаморфизма.

На о. Ванкувер протягивается самая западная металлогеническая зона, продолжающаяся и на о. Королевы Шарлотты (Geology of the Queen Charlotte Islands, 1968). Здесь известны эвгеосинклинальные образования с карбона (Northcote, Muller, 1972). Намечается три цикла базальтоидного вулканизма: карбонный, триасово-юрский и третичный. С вулканитами связаны меднополиметаллические колчеданные залежи палеозойского возраста, с секущими эффузивы гранитоидами повышенной основности - меднорудные и железорудные скарны, с неогеновыми малыми интрузиями - медно-порфировые месторождения.

Интересной особенностью Канадских Кордильер является наличие вертикальных разломов, отграничивающих древние массивы и другие структурно-фациальные зоны. Стиль чешуйчатых надвигов, характерных для Скалистых гор, здесь уже резко не выражен, если не считать структуры древних куполов с признаками лежащих складок в гнейсовом комплексе (массив Селкирк). Береговая линия налагается на древние структуры и, очевидно, в прошлом складчатые сооружения Кордильер распространялись в область, ныне занятую океаном, и были погружены под уровень моря как вследствие тектонического опускания, так и отчасти в результате общего повышения уровня Мирового океана. Струк-

турно-металлогенические провинции Островной зоны представляют лишь фрагменты некогда более обширной металлогенической области.

Металлогенические зоны Канадского сектора Северо-Американских Кордильер продолжают на Аляске.

АЛЯСКИНСКИЙ СЕКТОР

На крайнем северо-западном аляскинском отрезке Американская ветвь пояса образует дугообразный изгиб. Западным своим окончанием она подходит к Берингову проливу и непосредственно продолжает систему складчатых металлогенических поясов Чукотки.

На Аляске выделяются два металлогенических пояса: южный — золотой (с медью), приуроченный к эвгеосинклинали, продолжающей Береговую зону Канады, и северный — оловянный, локализующийся в пределах миогеосинклинали. В западной части эти пояса ориентированы в близширотном (запад-северо-западном) направлении.

Золото-медный пояс сложен метаморфическими сланцами — филлитами, кварцитами и метаморфизованными вулканитами, интенсивно смятыми в складки близширотного и северо-западного направлений и прорванными массивами кварцевых диоритов и гранодиоритов. Золотоносные толщи протягиваются и далее к западу, образуя изгиб вместе с системой Кордильер и приобретая широтное направление. Здесь устанавливается несколько продольных узких золотоносных зон: Джуно (крайняя северо-восточная), о. Чичагова и Кейтчаун.

Рудный пояс о. Чичагова, протягивающийся вдоль сброса северо-западного направления, характеризуется развитием золотоносных жил и прожилков в мезозойских сланцах и граувакках, расположенных вдоль крупного диоритового штока. Кварцевые жилы разрабатывались в поясе Кейтчаун в северном конце о. Гравина и южном конце о. Ревильягигедо. Здесь известны как продольные жилы, так и молодые поперечные. Наиболее богатая минерализация локализуется на пересечении этих двух направлений. Золото сопровождается сульфидами.

В этой же зоне проявлена медь главным образом на о. Принца Уэльского. Месторождения представляют вкрапленность в зеленокаменных породах близ крупного тела диоритов. Здесь же известны скарны (Рич Хил) с вкрапленностью магнетита и сульфидов, развивающиеся по андезитам и карбонатным прослоям, а также вкрапленные руды в габбро-пироксенитах и жильные месторождения.

В этом же эвгеосинклинальном поясе известны железорудные месторождения в виде магнетитсодержащих скарнов и магматических месторождений в ультрабазитах (месторождения Клукуван, Снетисам, бухты Унион и др.). С ультраосновными породами ассоциируют также никель и платина.

Зона Джуно протягивается в юго-западном контакте крупного берегового гранодиоритового массива на 100 км. Здесь известны разного типа месторождения, локализующиеся в метаморфических и вулканических породах вблизи гранодиоритовой интрузии. Широко развиты зоны сульфидной вкрапленности, жилы и штокверки. К этому типу относятся проявления золотоносного округа Бернерс Бей, заключающего более 10 предприятий. В наиболее крупных рудниках — Кенсингтон и Камед минерализация представлена пиритом, халькопиритом и золотом в кварце, которые встречаются в отдельных жилах и штокверках в диоритовом штоке. Жилы простираются в северо-западном направлении и падают полого на северо-восток. Одно из рудных тел месторождения Кенсингтон Майн разрабатывалось до глубины более 200 м. На месторождении Игл Ривер многочисленные кварцевые жилки в сланцах и филлитах смяты в фестоны и изгибаются вместе с вмещающими их метаморфическими породами.

В метаморфических породах залегают также жилы и прожилки месторождения Джуно, изменяющиеся по мощности от сантиметров до первых метров при небольшом протяжении отдельных тел. Эти жилки также параллельны сланцеватости и содержат кроме кварца кальцит с различным количеством пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Возможно, что месторождения

представляют жилы альпийского типа. Повсеместно характерна ассоциация золота с сульфидами железа (пиритом, пирротинном, арсенопиритом) и иногда галенитом.

Крайний западный золотоносный бассейн Нома характеризуется развитием золотоносных прожилков и жил, параллельных широтному простиранию метаморфических сланцев, и связанных с их разрушением россыпей — в том числе уникальных морских.

Миогеосинклинальная зона, расположенная на внешней стороне дугообразно изгибающегося пояса и соответственно северней и северо-восточней золото-медного пояса, характеризуется проявлением олова и бериллия (Сэйнсбери, 1973). Наиболее известны здесь месторождения полуострова Сьюорд, где имеется сложный комплекс разнообразных месторождений — кварцево-топазовых грейзенов в дайках кислых пород, скарнов со станноборатами на контакте магнезиальных карбонатных пород с аллюмосиликатными, и касситерито-сульфидных тел. Рудоносная территория сложена палеозойскими и триасовыми отложениями, представленными терригенными и карбонатными толщами, смятыми в складки близширотного направления и прорванными интрузиями биотитовых гранитов верхнемелового возраста. Еще более молодыми здесь являются до-рудные дайки риолитов и лампрофиров. Некоторые из них содержат оловянную минерализацию. В различных породах, как отмечалось, минерализация проявлена по-разному. Характерным примером оруденения касситерито-кварцевого типа служит дайка Касситерит, почти нацело грейзенизированная и пересеченная прожилками с касситеритом. Вместе с тем встречаются скарновые тела и метасоматические залежи.

ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ И АВСТРАЛИЯ

Структуры Аляски продолжают в широтных складчатых сооружениях Северо-Востока СССР. На этом участке Тихоокеанский подвижный пояс, дугообразно изгибаясь, поворачивает к юго-западу вдоль части системы островных дуг и складчатых сооружений.

К западу, продолжая направление аляскинского отрезка, отходит широтная Чауно-Чукотская зона. Широтные ответвления вообще характерны для азиатской ветви Тихоокеанского пояса. Благодаря им пояс в целом приобретает сложную конфигурацию типа структуры односторонней елочки с ветвями, глупо впадающими в континент по широтным разломам.

Азиатская ветвь Тихоокеанского пояса своеобразна не только в структурно-морфологическом, но и в геохимическом отношении. Здесь четко обособляется Внутренняя приокеаническая зона эвгеосинклиналей, развивавшаяся в основном на симатической коре, с минерализацией фемического профиля (медь, золото, хром, никель), и Внешняя зона, развивавшаяся на сиалической коре — в значительной мере в процессе активизации. Для этой зоны характерны олово, вольфрам, свинец, золото, цинк, ртуть и другие металлы, типичные для провинций сиалического профиля.

В пределах протяженной Австрало-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса выделяются три звена: Северное с рудоносными областями Северо-Востока СССР (Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Курильской, Японской), Центральное, охватывающее территорию Восточного Китая, Индокитайского полуострова и островов Индонезии и Филиппин, и Южное, заключающее Восточную Австралию, систему обрамляющих ее крупных островов (Новая Гвинея, Новая Коледония, Новая Зеландия и др.), а также мелкие острова Океании (рис. 49).

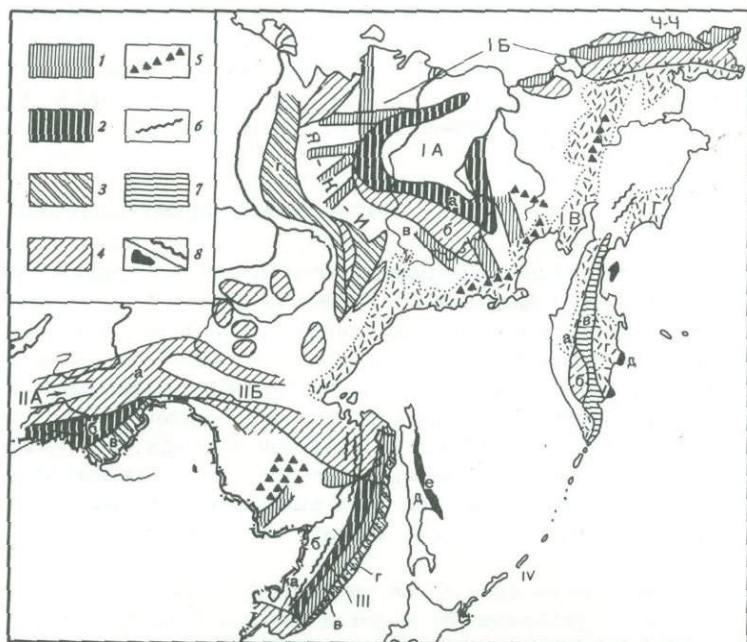


Рис. 49. Схема расположений главнейших структурно-металлогенических зон северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса

Металлогенические зоны: 1 - оловоносные с проявлением месторождений касситерито-силикатно-сульфидной формации, 2 - олово-вольфрамовые с преобладанием месторождений касситерито-кварцевой и скарновой формации, 3 - полиметаллическая минерализация, 4 - золотая минерализация, 5 - молибденовая минерализация, 6 - сурьмяно-ртутная минерализация, 7 - комплексная минерализация, связанная с вулканитами (сера, алунит, ртуть, серебро, медь), 8 - базитовые разломы с минерализацией фемического профиля (хромит, медно-никелевое оруденение)

Структурно-металлогеническое районирование: Северо-Восток СССР; I А - Колымский мегаблок, I Б - Яно-Колымо-Чукотская область мезозойских складчатых сооружений, окружающих Колымский мегаблок; Я-К-И - Яно-Колымо-Индигирская область: а - Околоколымский пояс горст-антиклинориев с батолитоподобными телами гранитов, б - Иньяли-Дебинский юрский прогиб, в - Главный триасовый прогиб, г - зона западных антиклинориев. Ч-Ч - Чауно-Чукотская область: северная, центральная, южная, I В - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, I Г - Корякско-Камчатская третичная складчатая область: а - Западно-Камчатский неоген-четвертичный прогиб, б - Центрально-Камчатская зона Срединного хребта, в - неогеновый вулканический пояс, г - четвертичный вулканический пояс, д - полуостровная эвгеосинклинальная зона; Монголо-Охотская ветвь Тихоокеанского пояса; II А - Забайкальский сектор: а - Северный молибденовый пояс (зона активизации каледонид), б - Центральный олово-вольфрамовый пояс (Главный палеозойский терригенный прогиб), в - Южный полиметаллический пояс (краевое поднятие); II Б - Приамурский сектор; III - Восточно-Азиатская складчатая область: а - Ханкайский кристаллический массив, б - Сихотэ-Алинский антиклинорий, в - Сихотэ-Алинский синклинорий, г - прибрежный вулканический пояс, д - Западно-Сахалинская миогеосинклиналь, е - Восточно-Сахалинская эвгеосинклиналь; IV - Курильская островная зона

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

В пределах обширной территории Северо-Востока СССР выделяются несколько структурно-металлогенических зон.

1. Ядро общей структуры – Колымский мегаблок, в составе которого участвуют эвгеосинклинальные сооружения.

2. Мезозойские складчатые структуры полукольцевого обрамления этого внутреннего блока, оконтуривающего его на севере, западе и юго-западе, в свою очередь дифференцированные на несколько полукольцевых зон (Матвеевко, 1960; Тильман, Белый, 1969).

3. Восточное ограничение структур – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, наложенный на юго-востоке на мезозойды и более древние сооружения этой территории.

4. Корякско-Камчатская зона третичной складчатости.

До последнего времени Колымский срединный мегаблок был слабо изучен. В пределах этой области в последние годы (Шило, Мерзляков, 1972; Мерзляков, 1971) изучены вулканические породы спилито-диабазового ряда палеозойского, а также основные вулканисты юрского возраста, позволяющие предполагать существование здесь в прошлом эвгеосинклинали. В металлогеническом отношении эта область, как отмечалось, слабо исследована. Здесь известны спорадические проявления меди и золота. Возможно открытие комплекса месторождений, связанных с палеозойскими и более молодыми ультрабазитами, никеля, хрома и асбеста, а также меди и молибдена.

В системе мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока СССР, обрамляющих Колымский мегаблок, можно выделить два сектора: Западный Яно-Колымо-Индибирский и Восточный Чауно-Чукотский.

ЗАПАДНЫЙ ЯНО-КОЛЫМО-ИНДИГИРСКИЙ СЕКТОР

Мезозойские сооружения складчатого обрамления Яно-Колымо-Индибирского сектора образуют полукольцо, огибающее Колымский мегаблок. Они возникли на месте прогибов, видимо, заложенных на древнем кристаллическом основании. В пределах этой подвижной зоны, достигающей ширины более 700 км, выделяются продольные структурные зоны: 1 – окраинные горст-антиклинории; 2 – Приразломный Иньяди-Дебинский прогиб; 3 – главный Яно-Колымо-Индибирский прогиб; 4 – краевые поднятия (Западно-Верхоянский антиклинорий и др.), представляющие внешнее ограничение этой структуры. Еще далее к западу располагается Приверхоянский краевой прогиб, отделяющий систему мезозойд от Сибирской платформы. Изгибы структур определялись крупными тектоническими зонами.

Складчатые мезозойские сооружения на востоке перекрываются Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, который образует ступенчатые изломы и занимает пограничное положение между мезозойдами и третичными структурами Корякско-Камчатской складчатой области.

В пределах западного полукольцевого (Яно-Индибирского) обрамления Колымского мегаблока выделяются следующие металоэнические зоны, совпадающие со структурно-формационными: а) олово-вольфрамо-редкометалльная зона краевых Приколымских горст-антиклинорий; б) золото-сурьмяная зона, совпадающая с Иньяли-Дебинским Приразломным синклинием на юго-западном обрамлении Колымского массива; в) оловоносная зона, совпадающая с системой главных прогибов; г) полиметаллическая зона (с оловом и вольфрамом) в Западно-Верхоянском антиклинории.

Олово-вольфрамо-редкометалльная зона краевых Приколымских горст-антиклинорий

Эта зона характеризуется развитием мощных карбонатных толщ. Особенностью ее является развитие крупных позднеюрских - раннемеловых (Загзузина, 1967) батолитоподобных массивов высокоглиноземистых гранитов, приуроченных к разломам, ограничивающим Колымский массив на юго-западе, западе и севере.

С высокоглиноземистыми гранитами, и особенно с более молодыми аляскиновыми производными, связаны проявления кварцевых жил грейзенов с оловом, вольфрамом и редкими металлами. С другой стороны, в экзоконтактах гранитных массивов локализуются скарны с редкометалльным и местами оловянным и вольфрамовым оруденением. В удалении от гранитов среди карбонатных, полого дислоцированных толщ встречаются метасоматические месторождения ртути и местами сурьмы.

Золото-Сурьмяная Верхнеколымо-Индибирская зона

Верхнеколымо-Индибирская зона охватывает как юрский Иньяли-Дебинский прогиб, так и его юго-западное обрамление. Здесь выделяется несколько поясов даек, отмечающих собой зоны сближенных разрывных нарушений. Дайки образуют сложные серии и представлены породами разнообразного состава и, видимо, разного возраста. Среди них имеются добатолитовые (древнее позднеюрских-раннемеловых колымских гранитоидов), близкие по времени к батолитам и более поздние. В этой зоне проявлены кварцевые жилы и зоны сульфидной вкрапленности, часто пространственно ассоциирующие с дайками.

Главная оловоносная зона Верхоянского прогиба

В оловоносной зоне, совпадающей с полукольцевой системой обширных прогибов, сложенных терригенными триасово-юрскими породами верхоянского комплекса, месторождения распределены неравномерно - они приурочены к поперечным радиальным разломам (Матвеевко и Шаталов, 1958, Еловских, 1960, Матвеевко, 1960, Флеров, 1973), контролирующим расположение мелких интрузий гранитоидов повышенной основности. Здесь можно выделить несколько наиболее изученных рудоносных площадей: Южно-Верхоянскую, Яно-Адычанскую и Депутатскую.

Южно-Верхоянская рудная площадь заключает в основном месторождения касситерито-силикатной и касситерито-кварцевой формаций. Здесь интересно месторождение Бургавли, представленное серией кварц-полевошпатовых прожилков с касситеритом и более поздними сульфидами, а также месторождение Алыс-Хая кварцево-турмалинового типа (Флеров, 1973).

Яно-Адычанская площадь, расположенная в междуречье рек Яна и Адыча, более разнообразна по характеру минерализации. Преобладают месторождения касситерито-сульфидные, но местами здесь встречаются и месторождения кварцевой формации, связанные с так называемой Арга-Ынах-Хайской гранитной интрузией. Эта интрузия сопровождается аляскитами, заключающими олово-редкометалльное оруденение (месторождение Кестер, представленное пегматоидными жилами и грейзенами). Дайка грейзенизированных ал-

литов здесь содержит вкрапленность касситерита, а аллиты секутся пегматоидной жидкой с топазом и обильным стanniном.

В экзоконтакте этой же интрузии, в удалении от нее располагаются касситерито-сульфидные жилы месторождения Улахан-Эгелях. Наряду с преобладающими арсенопиритом и пирротинном здесь присутствуют пирит, галенит, сфалерит, а также тонковкрапленный касситерит и станин.

Своеобразен Эгехайский рудный узел, расположенный вблизи небольшого аликального выступа гранитов: в лейкократовых гранитах проявлена минерализация кварцевой формации, кварцевые формации, кварцевые прожилки и грейзены (Киргилях), в удалении же от них располагаются касситерито-сульфидные жилы и метасоматические зоны хлоритизации месторождения Эге-Хая. Месторождение почти нацело отработано, причем выработки опускались на значительную глубину. Содержание олова с глубиной резко снижается.

Депутатская оловорудная площадь расположена на северном изгибе зоны околочолымских складчатых сооружений, на сопряжении региональных разломов широтного и меридионального направлений. Осадочные породы верхоянского комплекса – триасовые и юрские песчаники и сланцы – образуют пологие складки. Активная гранитная интрузия едва вскрывается эрозией в виде небольшого купола. Отмечаются признаки горизонтальной зональности минерализации относительно выходов гранитов (Некрасов, 1962): в самих гранитах установлены слюдястые и турмалиновые грейзены, в зоне экзоконтакта локализируются метасоматические турмалиновые тела, а далее от него хлоритовые метасоматические жильные зоны, в которых лишь на глубине встречен турмалин. Внешний ореол рудного поля составляют рудопроявления свинца и цинка. Ранними здесь являются кварцевые турмалиниты с черным, а затем сине-зеленым турмалином, с которым тесно ассоциирует касситерит. С последним по времени тесно связан арсенопирит. Более поздние – сульфидные руды с пиритом, пирротинном, халькопиритом и иногда сопровождающим их железистым сфалеритом и станином. Самый поздний из сульфидов – галенит. На периферии рудоносной площади, как отмечалось, расположены безоловянные свинцово-цинковые месторождения, что еще в большей степени подчеркивает горизонтальную зональность оруденения этого рудного узла.

Западная полиметаллическая зона Западно-Верхоянского антиклинория

К западу от главного (Верхояно-Колымского) прогиба располагается Западно-Верхоянский антиклинорий, сложенный в основном пермскими отложениями. В этой области проявлено местами вольфрамовое оруденение, а на продолжении системы поперечных разломов, контролирующих олово-полиметаллическую минерализацию, располагаются свинцово-цинковые месторождения, содержащие также олово. Такие месторождения имеются в районе Эндыбальского гранодиоритового штока. Здесь издавна известны серебряные жилы Эндыбальского месторождения. Касситерито-сульфидное месторождение Имтанджа было одним из первых объектов, разведывавшихся на Северо-Востоке СССР. Именно отсюда и получил свое развитие оловоносный Верхоянский район. На южном продолжении этой зоны Западно-Верхоянского антиклинория известен вольфрам в виде шеелитоносных скарнов на контакте карбонатных и терригенных пород вблизи гранитоидного массива.

Еще южнее, в местах, где складчатые сооружения приобретают уже меридиональное направление, обрамляя с востока Алданский массив, проявлены полиметаллические стратиформные месторождения.

ЧАУНО-ЧУКОТСКИЙ СЕКТОР

Чауно-Чукотский сектор протягивается в широтном направлении от Берингова пролива на востоке до устья р.Колымы на западе. Он приурочен к Чауно-Чукотскому (Паляваамскому) синклинию и обрамляющим его поднятиям. Складчатая структура имеет сложное строение. На крайнем востоке Чукотского

полуострова вскрываются глубоко метаморфизованные породы докембрия (разнообразные гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями кварцитов, амфиболитов и мраморов) и нижнего и среднего палеозоя, слагающие древний Эскимосский массив. В северной части зоны Паляваамского синклинория оконтуривается площадь развития палеозойских складчатых сооружений, сложенных в основном карбонатными и подчиненными им терригенными фациями (силур, девон, нижний карбон). Эти данные позволяют полагать, что мезозойский Чауно-Чукотский прогиб развивался на древнем основании и его фундамент непосредственно смыкался со структурами Гиперборейской платформы, погруженной под воды Северного Ледовитого океана. Начиная с верхнего палеозоя и до юры формировался характерный для Северо-Востока верховьянский комплекс терригенных отложений. Здесь выделяется несколько антиклинориев и синклинориев. Обширная Паляваамская синклинали зона сложена в основном терригенными отложениями верхнего триаса. На юго-западе располагаются Северо-Анюйский и Южно-Анюйский антиклинории, в пределах которых вскрываются отложения нижнего триаса с характерными для них прослоями основных и средних вулканитов и силлами габброидов.

Среди терригенных отложений Паляваамской зоны проявлены кислые граниты, сопровождающиеся оловянной и вольфрамовой минерализацией, в то время как в Северо-Анюйском и Южно-Анюйском антиклинориях, где в разрезе участвуют основные эффузивы, развиты гранитоиды повышенной основности. К югу от Паляваамского синклинория на окраине пояса молодых вулканитов располагаются месторождения ртути (Лугов, 1962).

Оловоносные площади Паляваамской зоны представлены Певекским, Амгуемским, Пыркакайским и другими рудными узлами, а также серией мелких рудопроявлений и шлиховых ореолов касситерита (Лугов, 1962).

Коренные месторождения этого сектора разнообразны. Здесь встречаются характерные представители кварцевой формации с вольфрамитом и касситеритом (Иультинское месторождение), переходные месторождения — штокверки кварцево-сульфидного типа (Пыркакайское месторождение) и касситерито-силикатные месторождения турмалинового типа (Валькумейское месторождение).

Месторождение Иультин, детально изученное А.В. Зильберминцем (1966), связано с многоfazным массивом кислых гранитов позднемелового возраста. Граниты секутся кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, отороченными светлой слюдой. Местами проявлены грейзены и кварц-полевошпатовые жилы.

К переходному кварцево-сульфидному типу относится Пыркакайское месторождение (Лугов, 1965), представленное серией сближенных кварцевых прожилков в ороговикованных песчаниках и сланцах. В зальбандах кварцевых прожилков кристаллизовался касситерит, иногда вольфрамит. Во внешних их оторочках — слюда и топаз, а в осевых частях прожилков нередко встречаются сульфиды — арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит и др. В совокупности эти сближенные прожилки образуют сложную единую параллельно-прожилковую зону или крупный штокверк. К касситерито-силикатной формации относится месторождение Валькумей в гранитном массиве на полуострове Певек (Лугов, 1965). Рудные жилы месторождения сложены кварц-турмалиновыми метасоматитами с наложенной касситерито-кварцевой и более поздней сульфидной минерализацией. Как обычно, в этом типе месторождений турмалин выделяется длительно, причем ранние его генерации представлены черными железистыми разновидностями, более поздние — цветными, зелеными или голубыми. Именно этот цветной турмалин тесно ассоциирует с касситеритом.

Рудные жилы Валькумейского месторождения приурочены к поясу трещин на южной окраине гранитного массива и, видимо, связаны с удаленным источником рудных растворов. Они подходят непосредственно к береговой линии и, вероятно, частично скрыты под водами моря. К югу от оловоносной Паляваамской зоны на сочленении с вулканическим позднемеловым поясом проявлены ртутные месторождения (Пламенное и Полянское). На крайнем востоке Чауно-Чукотской зоны в пределах древнего Эскимосского массива также известны скарны со станноборатами среди карбонатных пород.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс налагается на складчатые структуры мезозой и более древних сооружений. При общем северо-восточном направлении он образует колонообразные изгибы и приобретает под влиянием региональных разломов на некоторых отрезках широтное направление. Этот пояс прослежен от Берингова пролива на крайнем северо-востоке и запад-юго-западном направлении вдоль Чауно-Чукотской геосинклинальной зоны; далее почти под прямым углом он поворачивает на юго-запад и протягивается до полуострова Тайгонос, после чего снова образует коленаобразный излом, поворачивая в широтном направлении на запад. Здесь он снова приобретает юго-западное направление, прослеживается до бассейна р. Уды и далее поворачивает к западу.

Вулканический пояс лишь на коротких отрезках совпадает с направлением складчатых сооружений, а на большей же части своего протяжения срезает их, налагаясь на разновозрастные сооружения (Шило, Сидоров, 1967₁).

С вулканитами ассоциируют массивы гранитоидов различного состава. Широко развиты так называемые охотские гранитоиды, в основном гранодиориты, расположенные цепочками вдоль протяженных зон разрывных нарушений. С этими массивами гранитоидов повышенной основности связано появление медно-молибденовой минерализации, в самих вулканитах и особенно в субвулканических телах единого вулканоплутонического комплекса локализуются серебряные месторождения. С кислыми лейкократовыми гранитами — аналогами кислых вулканитов связано олово. Наиболее изучены оловянные месторождения, ассоциирующие с вулканотрузивными комплексами в Омсукчанском районе, приуроченном к меридиональному юрскому прогибу в пределах крупной тектонической меридиональной зоны. Район представляет узкую депрессию, или грабен-синклиналь, выполненную юрскими континентальными отложениями — песчаниками, сланцами, с прослоями угля, которые несогласно перекрыты покровами верхнемеловых вулканитов и прорваны интрузиями комагматичных им гранитоидов (Матвеевко, 1957). Оловянные рудные месторождения этого района пространственно связаны с субвулканическими телами и позднее меловыми гранитными штоками и представлены разнообразными минеральными типами. Здесь известны месторождения турмалиново-сульфидного типа (Индустриальное), хлорито-сульфидного (Начальное) и собственно касситерито-сульфидные месторождения, представленные массивными сульфидными рудами с вкрапленностью касситерита и обильным стanniном (Хета).

Своеобразно месторождение Галимовое, где касситерит-сульфидные жиды залегают непосредственно в пачке угленосных пород.

На примере Северо-Востока СССР устанавливается важная роль литологических особенностей структурно-фациальных зон в металлогении. Олово и вольфрам здесь приурочены к прогибам, сложенным терригенными толщами, где получили развитие многофазные интрузии гранитоидов повышенной основности и более поздних кислых гранитов. В этих зонах проявлены месторождения касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации. В то же время вдоль систем шовных разломов, отмеченных внедрением также многофазных батолитов высокотемпературных гранитов, проявляется олово-редкометалльная минерализация кварцевой формации, а там, где эти граниты прорывают известняки, — также и скарны, иногда со станоборатами.

Свинец и цинк преобладают в зонах поднятий, где ближе к поверхности проходят среднепалеозойские отложения с их обильными карбонатными фациями, и в то же время на относительно большой глубине залегают граниты.

Молибден (в ассоциации с медью) связан с гранитоидами повышенной основности, приуроченными к региональным зонам разломов, в пределах наложенных вулканических зон и в их обрамлении.

Сурьма и ртуть, а также серебряные руды локализуются в субвулканических аппаратах.

На крайнем востоке система мезозой и обрамляющего их вулканического пояса сочленяется уже с более молодой Корякско-Камчатской складчатой областью, которая относится уже к Внутренней зоне Тихоокеанского пояса.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Корякско-Камчатская складчатая область относится уже к Внутренней мега-зоне Тихоокеанского рудного пояса, и западные ее части представляют палеозойские сооружения, активизированные в мезозое и неогене, а восточные — область третичной складчатости и современных активных тектонических и вулканических процессов. Здесь можно выделить два звена — Корякское и Камчатское.

В Корякском звене намечаются две зоны: западная эвгеосинклиналь и восточная миогеосинклиналь.

Западная Корякская эвгеосинклиналь сложена эффузивно-кремнистыми и терригенными осадками и цепочками ультрабазитовых интрузий вдоль разломов северо-восточного направления, параллельных складкам. С запада на восток возраст ультрабазитов омолаживается от верхнепалеозойского (в ядрах антиклиналей) на западе до мелового на востоке (Егиазаров, 1971). Зона перспективна на хром, никель, медь и другие полезные ископаемые, связанные с ультрабазитами и базитами. Она включает проявления ртути, которые локализируются в "базитовых" глубинных разломах.

Восточнее, в зоне поздне мелового терригенного прогиба развиты меловые песчаники и сланцы, смятые в складки северо-восточного направления. На дислоцированных терригенных отложениях залегают покровы кварцевых порфиров и туфов, ассоциирующие с массивами поздне меловых гранитов. С последними связаны месторождения олова касситерито-силикатной формации, представленные хлоритовыми метасоматическими зонами в песчано-сланцевых толщах. В хлоритовых породах локально встречаются богатая вкрапленность касситерита, а также более поздние сульфиды.

Камчатское звено также имеет зональное строение. Западно-Камчатская зона представляет собой измененность с развитием неоген-четвертичных галечников. Вдоль разломов в Западно-Камчатской зоне известны проявления киновари — продолжение ртутоносных зон Корякского Нагорья.

Центрально-Камчатская зона Срединного хребта сложена метаморфическими толщами мелового и более древнего возраста. Здесь известны медно-никелевые месторождения, связанные с массивами метаморфизованных палеозойских основных пород.

С массивами гранитоидов повышенной основности, образующими цепочку мелких интрузивных тел вдоль разломов северо-восточного направления, связаны рудопроявления медно-порфирового типа, ассоциирующие с вторичными кварцитами, проявления свинца и цинка, ртути и, наконец, серы. Минерализация распределяется зонально с последовательной сменой от поверхности вглубь: сера-ртутные, свинцово-цинково-серебряные и медно-молибденовые руды. Кроме того, отмечается и зональность метасоматических преобразований: в верхних частях разреза проявлены вторичные кварциты с алунитом, на глубине большее развитие получают пропилитовые образования, причем каждому типу метасоматитов свойственны и свои комплексы минеральных месторождений (Власов, Василевский, 1964). Восточнее пролегает полоса широкого развития современных вулканических образований. С современными действующими вулканами и недавним вулканизмом связано образование алунита (вулкан Зимина) и серы.

Паро-гидротермальные системы областей современного вулканизма используются в энергетике, парниковом хозяйстве и представляют интерес в отношении извлечения ценных химических составляющих растворов.

Крайняя восточная, Прибрежная зона отмечена цепочкой верхнемеловых (?) и третичных массивов базитов и ультрабазитов, с которыми связаны проявления никеля, платиноидов и, может быть, хромитов. В этой же зоне встречаются массивы гранитоидов повышенной основности — дифференциатов основных магм, сопровождающихся медной, кобальто-никелевой и железорудной (магнетит) минерализацией (Геология СССР, т. XXXI, ч.1, 1964).

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ВЕТВЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА (ЗАБАЙКАЛЬЕ И ПРИАМУРЬЕ)

ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ СЕКТОР

В Забайкалье распространился вдающийся далеко на запад залив мезозойской геосинклинали, проникавшей сюда из Тихоокеанского бассейна. Ингрессия Тихоокеанского бассейна в уже сформированную варисскую складчатую область произошла в результате повторных погружений вдоль систем близширотных разломов. Таким образом, Забайкалье представляет полициклическую область с повторным вовлечением ее в геосинклинальное развитие, неоднократным проявлением складчатости и магматизма. Наиболее древние комплексы метаморфических пород здесь, возможно, относятся к докембрию.

Забайкальский геосинклинальный прогиб был дифференцирован уже в палеозойское время. На юге располагалось Приаргунское поднятие, сложенное карбонатно-терригенной толщей докембрия и ордовика. Севернее пролегал главный прогиб, с мощными терригенными фациями. Здесь же после повторных погружений сформировались терригенные толщи триаса, а на востоке (в Восточном Забайкалье) — также нижней и средней юры. Юрские прогибы Забайкалья М.С.Нагибина (1963_{1,2}) относит к особому восточно-азиатскому типу впадин.

Магматическая деятельность здесь проявлялась неоднократно. Наиболее широко развиты варисские граниты, слагающие крупные плутоны в ядрах антиклинорий. Обширные площади занимают раннекеммерийские (триасовые) интрузии. Важную роль играют среднеюрские гранитные массивы. И, наконец, наиболее интересными в отношении металлоносности являются позднекеммерийские (позднеюрские — раннемеловые) гранитные массивы, приуроченные к разломам. Рудные проявления, как и магматические образования, разновозрастны — они формировались от позднего палеозоя (?) до раннего мела, причем унаследовалась металлогеническая специализация различных зон.

С северо-запада на юго-восток в Забайкалье выделяются следующие рудные пояса (см. рис. 49): а) Северный молибденовый; б) Центральный олово-вольфрамовый; в) Южный (Приаргунский) полиметаллический.

Северный молибденовый пояс

Он располагается в области активизированных древних сооружений (каледонид обрмления Сибирской платформы), пересеченных протяженными разломами главным образом северо-восточного направления. Месторождения здесь связаны с мелкими интрузивами гранитоидов повышенной основности или сериями даек. Среди молибденовых месторождений наиболее известным является Давендицкое, представленное серией кварц-молибденитовых жил.

Центральный олово-вольфрамовый пояс

Олово-вольфрамовый пояс протягивается вдоль осевой части длительно развивавшегося геосинклинального прогиба, сложенного в основном терригенными толщами (Козеренко, 1960). Терригенные отложения — глинистые сланцы и песчаники — формировались здесь со среднего палеозоя, в верхнем палеозое, и после перерыва и складкообразования — в наложенных узких прогибах и триасе, а затем после нового этапа складчатости, в нижне-среднеюрское время, когда на востоке Забайкалья отлагались обломочные осадки: глины, пески, а в южных районах и грубообломочные галечники алгачинской серии. Тектонические движения позднеюрского этапа смяли в складки среднеюрские толщи. Дальнейшее развитие территории протекало уже в континентальных условиях с излиянием наземных вулканитов позднеюрского — ранне-мелового времени, с образованием угленосных и обломочных континентальных пород, главным образом в узких межгорных грабенах.

При такой сложной истории тектонического развития неоднократно проявлялась и магматическая деятельность. Она была интенсивной в позднем палеозое, затем в триасе, когда сформировались батолитоподобные массивы гранитоидов, занимающие обширные площади (Даурская интрузия) и сопровождавшиеся местами пегматитами и грейзенами.

Главный продуктивный этап магматизма начинается со средней — поздней юры. Он отвечает замыканию юрских прогибов. В это время сформировались приуроченные к разломам массивы кислых гранитов, сопровождающиеся оловянными и вольфрамовыми месторождениями, главным образом кварцевой формации (Этыка, Онон, Ималка, Антонова гора, Алдагачан и др.). В это же время образовались и кварцево-вольфрамито-сульфидные месторождения, представленные кварцевыми жилами, связанными с гранитоидами повышенной основности (Букука и др.).

Вероятно, позднее произошло внедрение позднеюрских гранитов, сопровождающихся в основном касситерито-сульфидной минерализацией (Хапчеранга, Тарбальджей). Гранитные интрузии этого типа нередко тесно связаны с эффузивами и представляют комагматические члены единой вулкано-интрузивной серии кислых магматических пород.

Наконец, еще более поздними являются ферберито-антимонитовые и флюоритовые месторождения, относящиеся к раннемеловому времени.

Южный Приаргунский полиметаллический пояс

Главный полиметаллический пояс приурочен к длительно развивавшемуся Приаргунскому поднятию. Тенденция воздымания здесь наметилась еще в раннем палеозое, когда формировались мощные толщи известняков и доломитов, чередующиеся с терригенными отложениями. Карбонатно-терригенная формация отлагалась в кембрии, ордовике и силуре. В позднепалеозойское время, в период мощного осадконакопления в Центральном Забайкальском тропе, здесь проявились тенденции воздымания, и верхнепалеозойские осадки не получили существенного развития. Отсутствуют также отложения триаса, а ниже-среднеюрские отложения представлены мощной грубообломочной, так называемой алгачинской континентальной и прибрежной морской серией.

Здесь получили развитие разновозрастные гранитные интрузии: крупные батолитоподобные массивы варисского возраста и одновременные мезозойские интрузивные тела — среднеюрского и позднеюрского возрастов. Соответственно разновозрастно и оруденение этой зоны, причем общий металлогенетический профиль ее сохраняется на всех этапах развития: главные металлы здесь — свинец и цинк, которые концентрируются в метасоматических залежах среди карбонатных пород. Подчиненное значение имеют проявления олова и других редких металлов, а также железа в месторождениях скарного типа. Подобная металлогенетическая специализация рудоносной зоны и магматических пород в ее пределах, очевидно, обусловлена влиянием карбонатных пород, которые здесь, как и во многих других полиметаллических месторождениях мира, вмещают почти все свинцово-цинковые месторождения.

Месторождения располагаются чаще на контакте карбонатных и терригенных пород и образуют цепочки, вытянутые согласно системам складок северо-восточного направления. Они тяготеют к продольным разломам в крыльях складок. На локализацию месторождения оказывают влияние и поперечные тектонические зоны. Среди месторождений выделяются разнообразные типы:

- 1) скарны с наложенным магнетитовым и местами полиметаллическим оруденением (Газимурозаводский район);
- 2) грейзены в гранитных массивах с редкометальным оруденением;
- 3) щелочные метасоматиты в гранитах с наложенной полиметаллической минерализацией штокверкового типа (Каменское месторождение);
- 4) метасоматические сульфидные залежи в известняках, представленные чаще галенито-сфалеритовыми богатыми рудами, иногда с обильным арсенипиритом или пиритом. Особый вариант этих полиметаллических метасоматических

тел представлен касситерито-сульфидным месторождением с сульфостаннатами свинца и продуктами их распада (Смирновское месторождение). Некоторые месторождения содержат золото.

Месторождения группируются в несколько крупных рудных узлов. Среди них можно выделить с запада на восток: Кличкинский, Кадаинский, Нерзаводский. Несколько северней располагается другая такая же зона, в пределах которой наибольший интерес представляют Алекзаводский и Алгачинский рудные узлы.

В расположении рудоносных площадей можно отметить влияние также региональных поперечных разломов. Самые западные месторождения в пределах полиметаллического пояса приурочены в то же время к поперечной ослабленной зоне север-северо-западного направления, которая севернее прослеживается в район полиметаллического месторождения.

Как следует из характеристики рудных поясов Забайкалья, на распределение минерализации оказывают влияние различные факторы, и прежде всего состав осадочных пород различных структурно-фациальных зон, который предопределяет в значительной мере петрохимические особенности интрузивных массивов. Устанавливается достаточно четко, что олово и вольфрам тяготеют к центральному прогибу, сложенному мощными терригенными толщами и многоэтапными интрузивами кислых гранитов. Свинец и цинк преимущественно приурочены к карбонатным толщам, слагающим поднятия в обрамлении центрального прогиба: южное - Приаргунское и северное - Шилкинское соединяющиеся на востоке Газимурским поперечным поднятием. Именно в этом поперечном блоке воздымания, где карбонатные породы чередуются с терригенными, особенно четко влияние состава вмещающих пород на проявление различных металлов. Здесь встречаются олово-вольфрамовые месторождения кварцевой формации среди песчаников и сланцев (Ушмунское месторождение) и полиметаллические (иногда с оловом) в карбонатных породах (месторождение Будюмкан). Генетическая связь тех и других с единым магматическим комплексом вполне вероятна.

Таким образом, можно предполагать, что металлогеническая специализация рудоносных интрузивов в значительной мере предопределялась особенностями состава вмещающих пород. В пределах отмеченных рудных поясов минерализация проявлялась унаследованно, что лишний раз подтверждает определяющее влияние наиболее устойчивого и неизменного во времени фактора - литологического контроля.

Забайкалье представляет интерес как полициклическая рудная провинция с неоднократным повторением магматизма и минерализации. Причем наибольшее значение в формировании оруденения и магм имеют послескладчатые интрузивные массивы. В локализации самих месторождений ясно устанавливается определяющая роль разрывных нарушений и особенно участков их сопряжения и пересечения. В работах И.Н. Томсона с сотрудниками показывается преимущественная концентрация оруденения по периферии блоков, обрамленных разломами.

При повторном развитии минерализации иногда характер оруденения изменяется со временем. Например, меняется со временем характер рудопроявлений вольфрама: на ранних этапах это высокотемпературные кварцевые жилы, на поздних - антимонито-ферберитовые эпитермальные жилы, возможно, возникшие в результате регенерации более древних вольфрамовых высокотемпературных месторождений.

Наконец, весьма важной общей металлогенической особенностью Забайкалья является широкое распространение оруденения вдоль разломов за пределы собственно складчатых молодых сооружений в области древней консолидации, как в продольном направлении на протяжении Восточно-Забайкальского молодого прогиба, так и в поперечном - вскрест общего простиранья структур. На этих участках проявления активизации древних сооружений оруденение приурочено к разломам, контролирующим расположение вулканических зон и массивов молодых гранитоидов. Наиболее характерны для этих областей активизации, удаленных от собственно складчатых позднемезозойских сооружений, низкотемпературные месторождения флюорита, а местами и месторождения вольфрама (Джида и многочисленные месторождения Монголии).

ПРИАМУРСКИЙ СЕКТОР

Приамурская рудоносная область, расположенная к востоку от Забайкальской и относящаяся к тому же Монголо-Охотскому поясу, еще мало изученная, составляет восточное продолжение Забайкальской. Однако она существенно отлична от последней в структурном и металлогеническом отношении. Это — область активизированных палеозойских и более древних (протерозойских) эвгеосинклинальных складчатых сооружений, окаймляющих с юга Сибирскую платформу. Она характеризуется полициклической минерализацией.

С древними габброидами связана медно-никелевая минерализация, с анортозитами — титан и никель, с гранитами протерозойского возраста — мусковитовые пегматиты, с палеозойскими и позднемезозойскими (раннемеловыми, а на востоке позднемеловыми) гранитоидами и системами разнообразных даек ассоциируют медь, свинец, цинк.

Протерозойские вулканиты перспективны на колчеданные месторождения (медные и полиметаллические), железные руды, марганец и фосфориты.

С кислыми позднемеловыми вулкано-интрузивными сериями связаны проявления олова, вольфрама и молибдена.

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

К Восточно-Азиатской металлогенической области относится собственно складчатая зона Сихотэ-Алиня и расположенная западнее зона Баджалского антиклинория. На западе рудоносная область ограничивается Буреинским срединным массивом, а на юго-западе — Лаоелин-Гродековской палеозойской складчатой зоной. Северное продолжение структур и металлогенических зон обрезано береговой линией Охотского моря, а восточнее и юго-восточнее — береговой линией Японского моря.

В пределах Восточно-Азиатской области можно выделить с запада на восток несколько зон:

- 1) докембрийские массивы (Буреинский, Ханкайский);
- 2) Хингано-Олонойский вулканический прогиб, отмеченный поясом верхнемеловых вулканитов;
- 3) Баджалский антиклинорий, сложенный палеозойскими отложениями;
- 4) Горинский синклинорий, сложенный юрскими осадочными породами;
- 5) Западная Сихотэ-Алинская система прогибов и краевых швов, на юге эта зона отделяет Ханкайский древний массив от собственно Сихотэ-Алинских складчатых сооружений;
- 6) Сихотэ-Алинский антиклинорий;
- 7) Центральный структурный шов, ограничивающий антиклинорий на западе;
- 8) Сихотэ-Алинский синклинорий;
- 9) Прибрежное антиклинальное поднятие и наложенный на него пояс вулканитов.

Выделенные структурно-фациальные зоны характеризуются различной минерализацией.

В древних докембрийских массивах — Буреинском, Ханкайском — вскрываются кристаллические сланцы и гнейсы архея, нижнего протерозоя, а в наложенных прогибах — рифейско-кембрийские терригенно-карбонатные толщи и железистые кварциты, сопровождающиеся железорудными и марганцевыми месторождениями, местами вдоль разломов развиты разновозрастные ультрабазиты и широко развиты разновозрастные граниты, начиная от протерозойских гранитов анатектоидного происхождения. Местами проявлены докембрийские пегматиты.

Значительные площади занимают ниже-среднепалеозойские и верхнепалеозойские граниты. С мелкими интрузивными телами ниже-среднепалеозойских гранитов связаны месторождения флюорита, олова, вольфрама и полиметаллов.

**ХИНГАНО-БАДЖАЛЬСКИЙ СЕКТОР
(ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКАЯ, БАДЖАЛЬСКАЯ, ГОРИНСКАЯ ЗОНЫ)**

Хингано-Олонойская зона (рис. 50) приурочена к крупным разломам, определившим возникновение грабенов и вулкано-тектонических депрессий, выполнен-ных мощными покровами кислых меловых вулканитов. Среди вулканических по-род, очевидно, в связи с гипабиссальными интрузиями и жерловыми фациями вулканитов находятся разнообразные оловорудные месторождения: рудопроявле-ния деревянистого олова в кварцевых порфирах (Джалинда), зоны кварцевых и кварц-серицитовых оловоносных метасоматитов (Олоно, Карадуб) и касситери-то-силикатные месторождения хлоритового типа (Хинган). Последнее представ-лено штокоподобными и жилообразными телами хлоритовых метасоматитов в вулканитах, содержащими касситерит, а также наложенные сульфиды железа, свинца, цинка и меди (Ицксон, Рундквист, 1959).

Месторождения Хингано-Олонойского района приурочены к пересечению разрывных нарушений и ослабленных зон различных направлений. На северном продолжении Хингано-Олонойской зоны находятся другие поля вулканитов, где также известны признаки оловорудной минерализации. Характерна блоковая форма рудных площадей, обусловленная пересечением разломов близмеридио-нального и близширотного направлений (Усенко, Чеботарев, 1973).

Баджальская зона, сложенная палеозойскими осадочными породами - песча-никами, глинистыми и кремнистыми сланцами, - включает осадочные месторож-дения марганца в кремнистых толщах, а на участках, где проявлены молодые интрузии, встречаются оловянные месторождения, а также месторождения мо-либдена.

Горинская зона представляет синклинорий, выполненный смятыми в складки северо-восточного направления триасовыми и юрскими отложениями, которые перекрыты меловыми осадочно-вулканическими толщами и прорваны интрузиями ранне- и позднемеловых гранитоидов. В этой зоне на пересечении крупных региональных разломов широтного северо-западного и меридионального направ-лений располагается Комсомольский рудный район. Минерализация здесь пред-ставлена меридиональными метасоматическими турмалиновыми зонами, рассе-ченными прожилками кварца с касситеритом и еще более поздними кварцевы-ми и кварц-карбонатно-сульфидными жилами и прожилками. Рудоносные зоны залегают в юрских осадочных породах, а по восстанию переходят в толщу ме-ловых вулканитов. В разных типах пород кварцевые турмалиниты сопровож-даются различными типами окolorудных изменений: в осадочных породах - слан-цах и песчаниках, - а также в кислых туфах зоны оловоносных турмалинитов сопровождаются ореолом серицитизации, а в залегающих выше эффузивах сред-него состава окolorудные чехлы пред-ставлены прожилками. В некоторых рудных телах устанавливается измене-ние состава по вертикали с последова-тельной сменой по восстанию оловянных руд медно-оловянными, затем медными или существенно полиметаллическими.

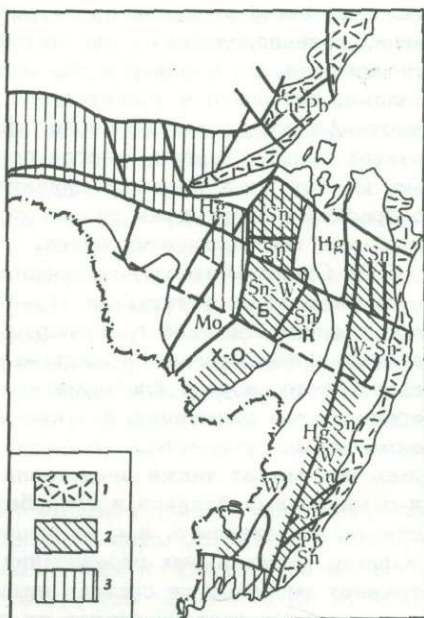


Рис. 50. Блоковое распределение минера-лизации на скрещении Монголо-Охотских и Тихоокеанских структур

1 - вулканические пояса, 2 - миогео-синклинали, 3 - эвгеосинклинали, ХО - Хингано-Олонойский район, К - Комсо-мольский район, Б - Баджальский район

Таким образом, здесь как бы повторяется зональность корнуэльского типа. В других рудных зонах отмечается, что касситеритовое оруденение имеет ограниченный вертикальный интервал, сменяясь как вверх, так и вниз по жиле более низкотемпературным сульфидным оруденением, т.е. проявляется вертикальная зональность рудных чехлов.

Наблюдается и горизонтальная зональность, как в плане всего района, так и в отдельных месторождениях. Так, на юго-западе рудной площади среди гранитов развиты наиболее высокотемпературные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и грейзены. В этой же части рудного поля в повышенном количестве отмечаются вольфрам и висмут. К северу и северо-востоку в связи, вероятно, с общим погружением поверхности скрытого батолита, а также с распространением рудных жил в верхней части разреза до более высоких уровней, намечается смена оловянного оруденения медно-оловянным и полиметаллическим. И, наконец, на крайней северо-восточной периферии вблизи ртутоносного западного Сихотэ-Алинского пояса известны месторождения со своеобразной ассоциацией антимонита и киновари, с колломоформным касситеритом и турмалином. Возможно, эти месторождения являются "гибридными" и образованы за счет смещения оловяносных растворов, поступающих из гранитов, с растворами, несущими сурьму и ртуть из подкорковых глубин.

ПРИМОРСКИЙ СЕКТОР

Сихотэ-Алинская складчатая область в ее южной части ограничена с запада древним Ханкайским массивом (рис. 51), который отделяется от западнее расположенного Кантейского массива (КНП) пограничной палеозойской складчатой зоной, возникшей на месте эвгеосинклинали. В пределах Пограничной палеозойской зоны известны проявления свинца, цинка. Ханкайский массив включает разновозрастную минерализацию: метаморфогенные месторождения графита, осадочно-метаморфические железорудные, связанные с древними толщами, и комплекс гидротермальных месторождений (олово, вольфрам, флюорит, свинец и цинк), связанный с ниже- и среднепалеозойскими гранитными интрузивами (Вознесенская рудная зона). По восточной границе Ханкайского массива протягивается региональный Восточно-Ханкайский разлом, ограничивающий его от Сихотэ-Алинской складчатой области. Вдоль этого разлома протягивается Восточно-Ханкайская рудная зона с вольфрамом, свинцом и цинком, связанными с палеозойскими гранитными интрузивами.

Далее располагается узкий прогиб, отделяющий Сихотэ-Алинское складчатое сооружение от древнего докембрийского Ханкайского массива. Эта своеобразная грабенподобная зона прогибания выполнена пермскими и триасовыми отложениями. По периферии она ограничена региональными разломами. Вдоль разлома, лежащего в значительной мере уже среди палеозойских отложений Сихотэ-Алинского антиклинория, протягивается цепочка удлиненных массивов базитов и гипербазитов, иногда сопровождаемых незначительной никеленосностью. В этой же зоне устанавливаются и проявления ртути, а в связи со штокообразными интрузивами кислых пород - фельзитов и гранитов - также незначительные месторождения олова.

Зона Сихотэ-Алинского антиклинория, составляющего осевую часть мегаантиклинорной структуры Сихотэ-Алиня, сложена наиболее древними комплексами Сихотэ-Алинской геосинклинали. В основании разреза залегают интенсивно метаморфизованные слюдясто-хлоритовые сланцы и амфиболиты, сменяющиеся выше по разрезу слабо метаморфизованными карбоновыми и пермскими терригенными отложениями - песчаниками, алевролитами, с мощными прослоями кремнистых пород. Эта зона характеризуется проявлениями меди. Видимо, она может также представлять интерес в отношении молибдена. В связи с массивами базитов и гипербазитов устанавливаются проявления никеля - асбеста, вермикулита, а с их щелочными производными - апатита. Весь этот комплекс минеральных образований, типичный для зон фемического профиля, отражает особенности состава нижних членов разреза эвгеосинклинали комплекса. На поздних этапах по разломам в зоне Сихотэ-Алинского антикли-

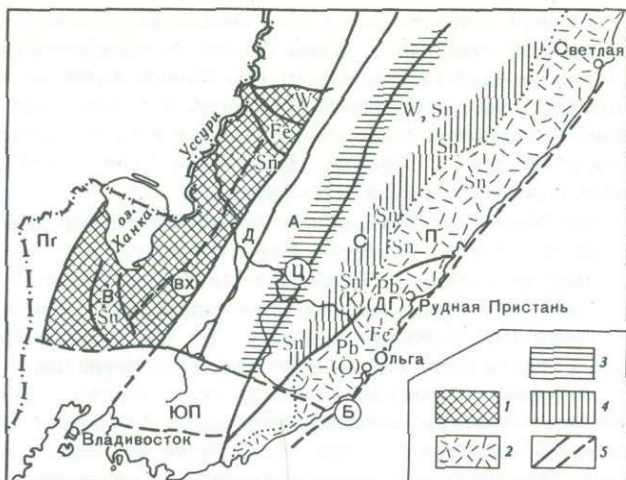


Рис. 51. Распределение главнейших месторождений Приморья в тектонических структурах

1 - Ханкайский древний массив, 2 - пояс позднемеловых вулканитов, 3 - подзона Центрального структурного шва (W-Sn), 4 - Водораздельная подзона (Sn), 5 - разломы

Тектонические зоны: Д - Даубихинская синклиальная зона, А - Сихотэ-Алинский антиклинорий; С - Сихотэ-Алинский синклиорий, П - Прибрежное антиклинальное поднятие, ЮП - Южно-Приморская зона

Главные разломы: ВХ - Восточно-Ханкайский, Ц - Центрально-Сихотэ-Алинский, Б - Береговой

Рудные районы: В - Вознесенская рудная зона (Sn), К - Кавалеровский район (Sn), Fe, ДГ - Дальнегорский район (Pb), О - Ольгинский район (Pb)

нория распространяются кислые гранитные интрузивы. С ними связаны олово и вольфрам.

Зона Центрального структурного шва, контролирующая расположение массивов верхнемеловых гранитоидов, имеет собственные металлогенические особенности. Граниты образуют удлиненные дайкообразные тела вдоль разлома (Центрального структурного шва) и распространяются в стороны по оперяющим разломам северо-восточного и близширотного направлений как в область антиклинория, так и синклиория. Эта полоса развития крупных гранитных массивов выделяется в качестве самостоятельной олово-вольфрамовой подзоны Центрального структурного шва.

Минерализация этой подзоны разнообразна. В прослоях карбонатных пород, нередко встречающихся среди палеозойских отложений близ контактов с мелкими массивами гранитоидов повышенной основности, развиваются шеелитоносные скарны. К небольшим массивам аляскитовых гранитов приурочены грейзены и кварцевые жилы с вольфрамитом и касситеритом.

Зона Сихотэ-Алинского синклиория - Главный оловоносный пояс Приморья - представляет необращенный синклиорий. Здесь, начиная с верхнего или даже со среднего палеозоя, накапливались мощные толщи осадков, главным образом терригенного состава. Осадочные толщи были смяты в складки в основном в верхнемеловое время и перекрыты мощными покровами верхнемеловых-палеогеновых эффузивов, преимущественно кислого состава. В этот же период формировались вдоль разломов интрузивные массивы, местами комагматичные вулканитам.

В пределах зоны синклиория почти непрерывной полосой протягиваются оловоносные площади, которые разграничиваются лишь безрудными перемычками полос вулканитов, распространяющихся здесь из Восточного вулканического пояса по системам диагональных и поперечных разломов. По этим же

разломам происходили перемещения отдельных блоков еще на раннем этапе геосинклинального развития прогиба: к таким разломам приурочены были уступы рельефа геосинклинального трога и границы фаций. Впоследствии особенности развития блоков определили разнообразие магматических и рудных проявлений.

Оловоносный пояс сужается в южном направлении в результате сближения ограничивающих его разломов — Центрального структурного шва на западе и Восточного Сихотэ-Алинского разлома на востоке.

Далее к югу последовательно выделяются несколько оловорудных районов, из которых самым значительным является Кавалеровский.

Кавалеровский район приурочен к блоку, ограниченному двумя системами разломов северо-западного и северо-восточного направлений и сложенному осадочными отложениями мезозойского возраста. На периферии района с северо-востока, юго-востока и юго-запада развиты верхнемеловые вулканы. Оловорудные месторождения приурочены к серии тектонических зон северо-восточного направления и представлены маломощными жилами кварц-сульфидного состава, сопровождающимися хлоритизацией, а на глубине — турмалинизацией вмещающих осадочных пород. Минерализация формировалась многостадийно: ранняя фация представлена кварц-арсенопирит-касситеритовой ассоциацией; затем следует колчеданная ассоциация — пирит, пирротин, сфалерит; еще более молодыми являются галенит-сфалеритовые полосы в жилах, иногда в сопровождении жильных карбонатов; и, наконец, самой молодой является пирит-кальцит-флюоритовая ассоциация. Последняя ассоциация отделена от ранее образованных внедрением безальтоидных даек.

Сходного же типа месторождения отмечены в Краснояреченском районе, где наиболее известно Смирновское месторождение, представленное пирротин-сфалерит-галенитовыми жилами с убогой вкрапленностью мелкозернистого касситерита. Сходно со Смирновским месторождение Дальнее.

Отмечается изменение состава месторождений с запада на восток. Близ зоны Центрального шва, заключающего крупные массивы гранитов, как отмечалось, месторождения в основном относятся к кварцевой формации. Далее к востоку с удалением от полосы гранитоидов появляются касситерито-силикатные месторождения хлоритового типа (группа Октябрьских месторождений) — обычно небольшого вертикального протяжения. Еще далее, у кромки вулканического покрова развиты касситерито-сульфидные трещинные жилы выполнения, ассоциирующие пространственно и во времени с базальтоидными дайками. В таких жилах наблюдаются разные типы зональности. В одних случаях прямая зональность с закономерной сменой полиметаллических руд оловянными на глубине; в других случаях намечается зональность чехлов, при которой обогащенное касситеритом ядро облекается выше и ниже его распространенными более поздними сульфидами.

На крайнем южном окончании Главного оловоносного пояса, где он сужается в результате сближения разломов, встречаются сложные по составу месторождения с телескопированными рудами. Они, с одной стороны, несут признаки минерализации, типичной для Центрального структурного шва (присутствие вольфрамита) и; с другой — содержат обильные наложенные сульфиды, характерные для месторождений, примыкающих к полосе вулканитов. Морфологически интересно Нижнее месторождение, залегающее в меловой осадочно-вулканогенной толще. Рудные тела этого месторождения — круто падающие жилы и ответвляющиеся от них метасоматические межслойные тела, сложены кварцевыми турмалинитами, на которые налагается кварцево-касситеритовая, а затем сульфидная минерализация.

Пример олово-вольфрамо-сульфидного месторождения представляет Юбилейное, приуроченное к экзоконтактовой зоне гранитного массива, секущего терригенные мезозойские отложения.

На расположение месторождений определяющее влияние оказывают разрывные нарушения и особенно узлы их пересечений.

Прибрежная зона с полиметаллической минерализацией приурочена к ранее намечившемуся участку воздымания, где уже начиная с палеозоя формиру-

вались карбонатные фации. Начальный узел воздымания находился на месте нынешнего Ольгинского района, где почти отсутствуют или имеют малое развитие мезозойские осадки и непосредственно на палеозое залегают позднемеловые вулканы. Затем воздымание распространилось к северу на площадь нынешнего Дальнегорского района, когда и там отлагались известняки уже карнийского возраста. Это поднятие в дальнейшем оформилось как антиклинальная структура, куда внедрялись гранитоидные массивы. В этой же зоне вдоль разлома исключительно интенсивно проявился средний и кислый наземный вулканизм с образованием мощного комплекса кварцевых порфиров и их туфов. С эффузивами комагматичны интрузивные образования, сопровождающиеся разнообразной минерализацией.

В антиклинальном поднятии Ольгинского района с гранитами Владимирского батолита ассоциируют многочисленные залежи скарнов с наложенными магнетитовым, а местами — полиметаллическим оруденением.

Севернее в пределах Дальнегорского района, где гранитный батолит не вскрыт эрозией, но, судя по ксенолитам крупнозернистых гранитов в базальтовых дайках, находится на глубине, проявлены скарново-полиметаллические месторождения — трубчатые и линзообразные залежи геденбергитовых скарнов с наложенной галенит-сфалеритовой минерализацией. Рудные тела прослеживаются на большую глубину, что объясняется устойчивостью контролирующих их каналов, расположенных на пересечении продольных разрывов с поперечными разломами северо-западного или меридионального направлений. Устойчивость минерализации на большом вертикальном интервале свидетельствует об удалении рудных тел от активного источника рудоносных растворов.

В Прибрежной зоне местами встречаются и олово-полиметаллические месторождения, сложенные олово-сульфидными рудами. Примером их является своеобразное Черемуховое месторождение в кварцевых порфирах, представленное единственной рудной залежью, рассеченной целой серией последовательных даек среднего и основного составов. Первоначально руды этого месторождения были сложены галенитом, сфалеритом, тиллитом. Последний затем распался на галенито-касситеритовый агрегат. Жильными минералами являлись кварц и железо-марганцевые карбонаты. Карбонаты в дальнейшем также претерпели метаморфизм с выделением тонкой сыпи магнетита и образованием силикатов марганца — спессартина и родонита.

С востока к позднемеловой складчатой области Приморья примыкает третичная складчатая зона Сахалина. Складчатые сооружения Сахалина расположены на замыкании западной ветви Ниппонской геосинклинали. В то же время сахалинские складчатые сооружения, видимо, непосредственно были связаны со сложно дифференцированной мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня, представляя ее восточные зоны. Как и в Сихотэ-Алине, консолидация произошла здесь в верхнемеловое время, а в неогене сюда распространилось море со стороны Японии в виде узкого замыкающего на севере залива.

В структурном отношении Сахалин неоднороден. Восточная его часть представляет длительно развивающуюся эвгеосинклираль, в которой, начиная с палеозоя, с перерывами формировались осадочно-вулканогенные толщи. На западе примыкает миогеосинклираль с характерным для нее комплексом терригенных отложений в основном неогенового возраста.

Металлогения Сахалина изучена недостаточно. Как и в других молодых складчатых областях, здесь намечаются параллельные структурно-фациальные зоны, в основном приуроченные к системам крупных региональных разломов. На востоке пролегает зона развития базитов и ультрабазитов с разновозрастными интрузивами — палеозойскими и позднемеловыми. В этой зоне известно хромитовое оруденение.

Вдоль оси полуострова протягивается зона с проявлениями молибдена, ртути, приуроченная к Центральному Сахалинскому региональному разлому. Минерализация связана с небольшими штоками гранитоидов повышенной ос-новности.

На крайнем западе вдоль регионального разлома, ограничивающего Татарский пролив, располагается узкая полоса развития щелочных базальтоидов.

На Сахалине, видимо, могут быть прослежены также продолжения близширотных региональных разломов Монголо-Охотской системы, продолжающихся в виде ослабленных тектонических зон через складчатую область Сихотэ-Алиня. Во всяком случае, на конфигурацию острова эти поперечные разломы явно оказывают свое влияние, обуславливая широтную ориентировку некоторых участков его береговой линии (север Анивского залива и южная оконечность острова).

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Курильская зона составляет восточную ветвь Ниппонской структуры. Цепочка островов Большой Курильской гряды непосредственно соединяет о. Хоккайдо с южной оконечностью Камчатки. Малая Курильская гряда, располагающаяся восточней, вскрывается из-под моря только в мелких островах и далее погружается под уровень моря. По реликтам структур, вскрывающихся в островах Большой и Малой гряды, можно составить представление о геологическом различии этих двух зон, разделенных глубоким прогибом.

В Малой Курильской гряде вскрываются наиболее древние, верхнемеловые породы – базальтоиды в основании и терригенные отложения флишоидного типа – в верхней части разреза. Меловые породы прорваны массивами меловых базитов. Северное продолжение этой зоны погружено на значительные глубины.

К западу от о. Танфильева под проливом, отделяющим Малую Курильскую гряду от Большой, сейсмоакустическим профилированием в мелководье Курильской дуги устанавливается продолжение осадочных меловых (?) толщ.

Большая Курильская гряда, располагающаяся на расстоянии 60 км к западу от Малой, почти непрерывно трассируется серией удлиненных островов, разделяющихся узкими проливами. Здесь вскрываются более молодые члены разреза, начиная с неогена. Преимущественное развитие имеют вулканические образования – туфы, эффузивы среднего и основного состава, а также продукты их перемыва – туфогенные и полимиктовые песчаники, миоценовые и плиоценовые вулканы среднего состава, образующие здесь мощные толщи. Их считают аналогами зеленых туфов Японии.

В верхних частях этого комплекса проявлены кислые породы – эффузивные липариты и экструзивные липаритовые купола. Вместе с тем здесь встречаются близповерхностные массивы гранитоидов повышенной основности – диоритов, плагиогранитов, гранодиоритов, локализующиеся главным образом в западной области Большой Курильской зоны вдоль протяженных продольных разломов. Самые молодые породы – четвертичные базальты и андезитобазальты.

Широко развиты продукты современных и недавних извержений, слагающие верхнюю часть стратиграфического разреза. Курилы представляют область современного активного вулканизма. Здесь насчитываются десятки действующих вулканов, которые обуславливают своеобразный высокогорный вулканический рельеф узких и длинных островов.

В металлогеническом отношении зона Больших Курил изучена также недостаточно. Здесь известны проявления медно-свинцово-цинковых руд, связанных с вулканитами формации зеленых туфов (Валентиновское), и, возможно, месторождение медно-порфировых руд и, наконец, месторождения серы вулканического происхождения.

Медно-полиметаллические месторождения колчеданного типа известны на островах Кунашир, Уруп. Рудные тела представлены залежами массивных сульфидов, среди которых преобладают пирит и халькопирит (желтые руды) или сфалерит с геленитом (черные руды). Залегают эти рудные залежи среди измененных вулкаников или туфопесчаников и образуют пластообразные тела, иногда согласные с напластованием пород, в других случаях секущие (Валентиновское). По простиранию рудные тела прослежены недостаточно. Некоторые из

них уходят под воды моря (Уруп), в других случаях они интенсивно нарушены и разбиты поперечными нарушениями на блоки, что затрудняет определение их первоначальных масштабов. Оруденение связано с вулканическими толщами парагенетически и налагается на уже деформированные и измененные вулканыты, претерпевшие до оруденения пропилитизацию. Активным источником рудоносных растворов служили, возможно, те же глубинные очаги вулканизма, которые перед этим дали лавы и туфы рудовмещающих пород. Некоторые исследователи связывают колчеданную минерализацию с экстрезивными телами липаритов.

Наконец, здесь известны и прожилково-вкрапленные полиметаллические руды, приуроченные к системам трещин в измененных пропилитизированных вулканиках и туфо-осадочных породах. К такому типу относится месторождение Береговое на о. Кунашир, представленное серией параллельных галенито-сфалеритовых тонких прожилков. Известны рудопроявления олова.

Очень своеобразны серные месторождения, среди которых могут быть выделены различные генетические типы. Наибольший интерес, видимо, представляют метасоматические залежи серы в вулканических породах, связанные с воздействием гидротермальных растворов, поднимающихся из глубинных очагов вулканизма.

Имеются и несомненно эксгалационные современные месторождения серы, формирующиеся сейчас. К этому типу относятся залежи в сольфатарном поле вулкана Менделеева на о. Кунашир. Месторождение приурочено к разломам на склоне действующего вулкана и еще издали выделяется обширным пятном осветления андезито-базальтовых туфов и лав. Непосредственно в зоне открытых трещин выделяются паро-газовые струи сероводорода, которые создают плотную завесу едкого дыма над полем осветленных пород. Из струй сероводородных источников отлагается самородная сера. В результате длительного выделения сероводорода здесь накопился горизонт серы, который подстилается пластом черных сажистых колчеданных руд. Последние образовались за счет железа, выщелоченного из вмещающих толщ при воздействии сернокислых эманаций и серы, поступающей из сероводородных источников. В составе колчеданных руд устанавливаются и другие металлы — цинк, медь, молибден, ртуть. В коренных выходах, а также в шлифах речки, стекающей с сольфатарного поля, обнаружены кристаллы киновари. Таким образом, на сольфатарном поле вулкана Менделеева происходит современное гидротермальное минералообразование, в котором сочетаются результаты экзогенных процессов — выщелачивание железа из пород окисленными сернокислыми водами и эндогенных процессов — отложение из насыщенных сероводородом эманаций, несущих с собой также некоторые металлические составляющие. В условиях соприкосновения богатых кислородом поверхностных и эндогенных сероводородных вод происходит сложная система реакций и отчетливо проявлена вертикальная зональность минерализации с последовательной сменой на глубине серных руд колчеданными.

Природа и происхождение Курильской островной дуги неясны. Можно предположить, что эта дуга трассирует современную эвгеосинклиналь на ранней стадии ее геоморфологической дифференциации. Малая Курильская гряда отмечает собой относительно древнюю (меловую) тектоническую зону, которая после консолидации была вновь погружена почти нацело под уровень моря. Разделяющая Малую и Большую дуги зона погружения отмечает длительно развивающийся прогиб, в то время как островные зоны отвечают поднятиям типа горст-антиклиналей, развивавшихся длительно. Значительная мощность сиалической коры на южных островах (Кунашир) позволяет предполагать, что частично эти зоны могли развиваться и на континентальном погруженном блоке, что, вероятно, находит отражение и в появлении кислых вулканических пород-липаритов на Кунашире, имеющих довольно широкое распространение. С другой стороны, на продолжении крупных планетарных разломов, определивших возникновение Курильской гряды, могло происходить и формирование сиалической коры и за счет коры океанического типа в результате процессов вулканизма

и осадочной дифференциации. Таким образом, островную дугу можно, видимо, рассматривать как гетерогенное образование, возникшее вдоль региональных глубинных разломов, на флангах — на погруженном континентальном блоке (продолжении структур о. Хоккайдо), в средней части — на коре океанического типа (первичной или вторичной).

На формирование современного рельефа островов, расположение вулканов и, видимо, на ограничение рудных узлов и районов оказывали влияние не только главные продольные разломы, но и разломы поперечные. Последние, в частности, ограничивают глубокие проливы — грабены, разделяющие острова. Сейсмоакустическое профилирование доказывает продолжение под проливами (пролив Екатерины) осадочно-вулканогенных серий, вскрывающихся на островах.

ЯПОНИЯ

На примере Японии можно проследить особенности металлогении Внутренней мегазоны Азиатской ветви Тихоокеанского пояса. Эта страна, представленная цепочкой островов, характеризуется сложной и разновозрастной металлогенией (рис. 52). Здесь выделяются несколько структурно-металлогенических областей. На севере располагается о. Хоккайдо, структурно связанный с Курильской островной дугой, в его северо-восточной части и с о. Сахалин — в северо-западной. Диагонально через остров проходит зона метаморфических пород Хидака, протягивающаяся в меридиональном направлении. К ней приурочены массивы ультрабазитов юрского возраста, сопровождаемые хромитовой минерализацией и проявлением платиноидов. Пояс метаморфических пород и ультрабазитов на юго-востоке прерывается линией побережья и, вероятно, "срезается" границей глубоководного желоба.

На севере и юго-западе о. Хоккайдо развиты неогеновые вулканиты формации зеленых туфов с колчеданными месторождениями типа Куроко (рис. 53).

Южнее расположена складчатая область геосинклинали Титибу, охватывающая острова Хонсю, Сикоку и Кюсю. Складчатая зона дугообразно изгибается и разделена на два крупных блока (Северо-Восточной и Юго-Западной Японии) поперечным разломом Фосса Магна. Северо-Восточная Япония (северная часть о. Хонсю) заключает две металлогенические области: восточную, сложенную палеозойскими геосинклинальными комплексами (массивы Китаками и Абакума) с проявлением высокотемпературными золото-теллуруровыми, а также вольфрам-молибденовыми месторождениями и западную зону, представленную поясом неогеновых вулканитов, отмечающих собой меридиональный разлом. К вулканитам среднего и кислого состава формации зеленых туфов приурочены колчеданные месторождения типа Куроко с комплексной медно-цинково-свинцово-золото-серебряной минерализацией. Месторождения имеют сложный генезис и образованы сочетанием процессов эксгальционно-осадочного накопления рудного вещества в согласных залежах и замещения вулканитов вдоль трещин восходящими растворами.

Юго-Западная Япония подразделяется на три зоны: северную, центральную и южную.

Северная зона Хида представляла фрагмент древнего докембрийского массива, видимо, в прошлом связанного со щитом континента. Она сложена гнейсами и метаморфическими сланцами. К линзам известняков в этом древнем комплексе приурочены третичные скарново-полиметаллические месторождения (Камиока) с геденбергито-сульфидными грубчатыми залежами. С неогеновыми вулканитами связаны касситерито-сульфидные месторождения олова (Акенобе и Икуно), а также золото-серебряные месторождения. Встречаются в прибрежной зоне и месторождения молибдена.

Центральная зона совпадает с терригенным прогибом геосинклинали Титибу, развившемся на сиалическом фундаменте. Эта зона характеризуется наличием мощного гранитного слоя, что, очевидно, и предопределило кислый характер магматизма — развитие позднемеловых эффузивных, кварцевых порфиров и гра-

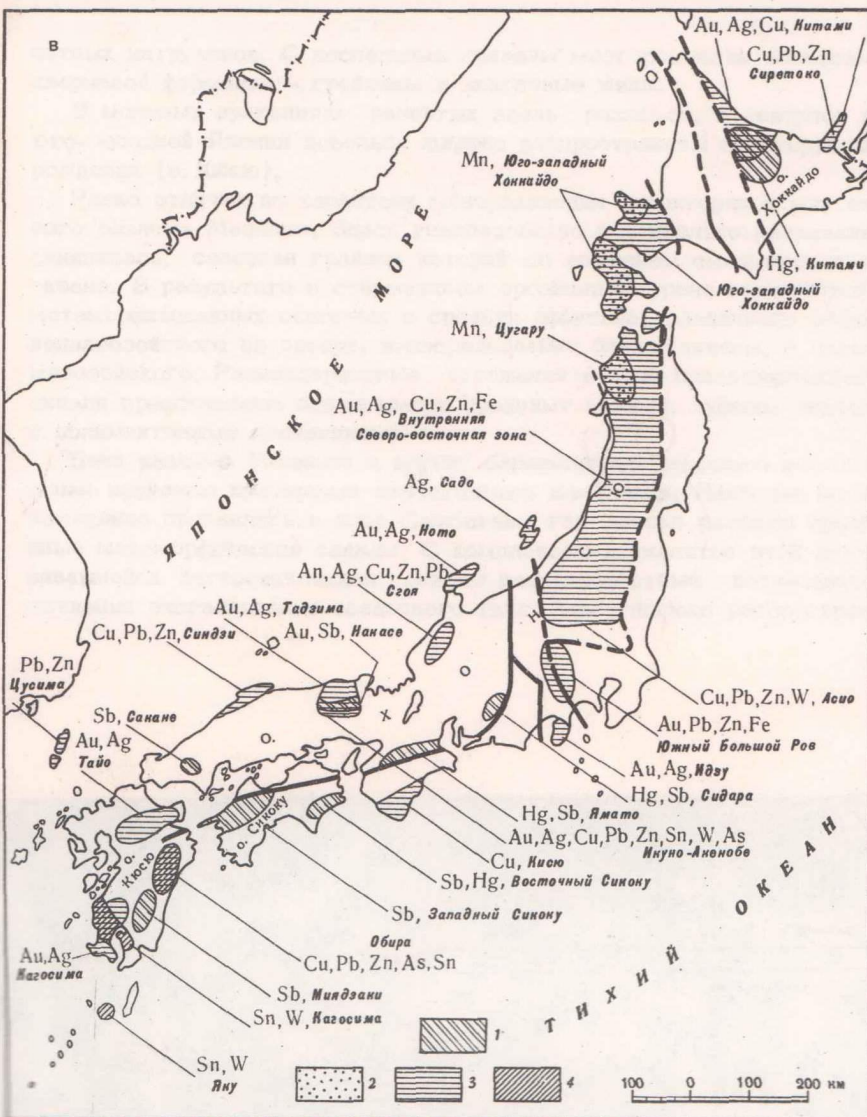
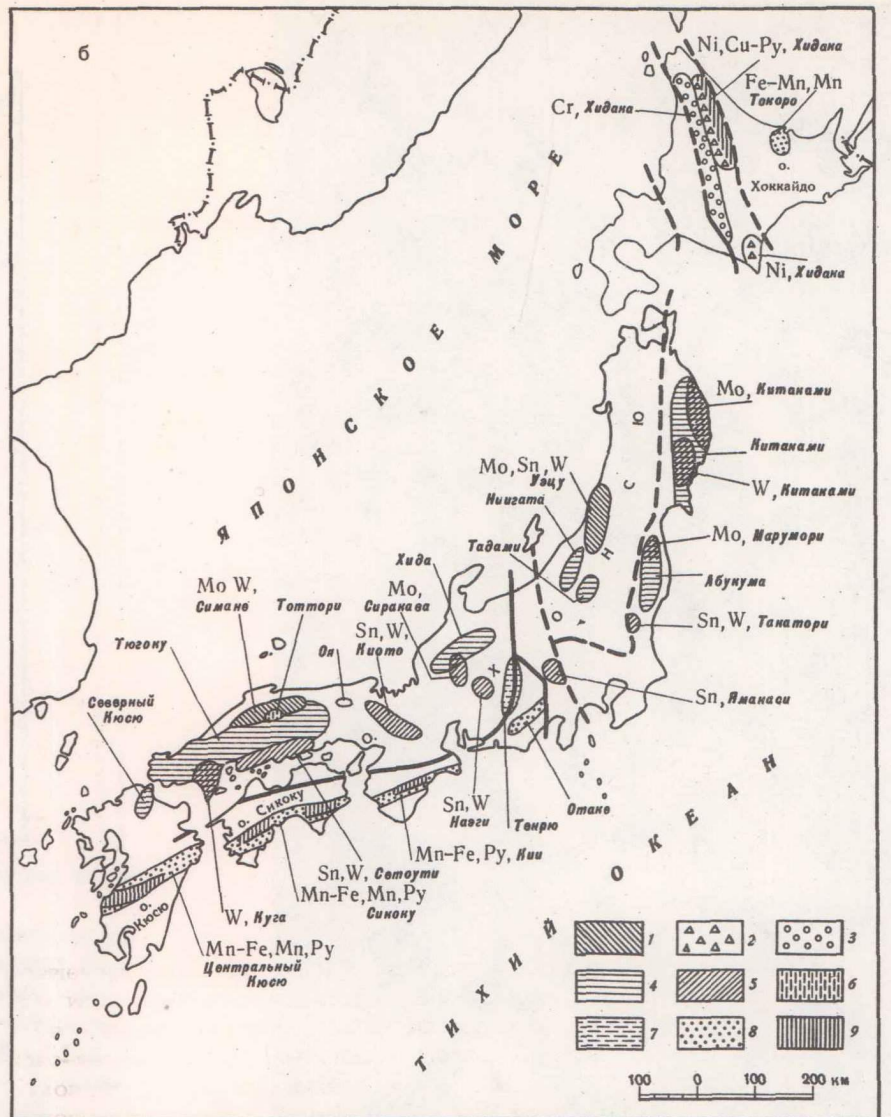
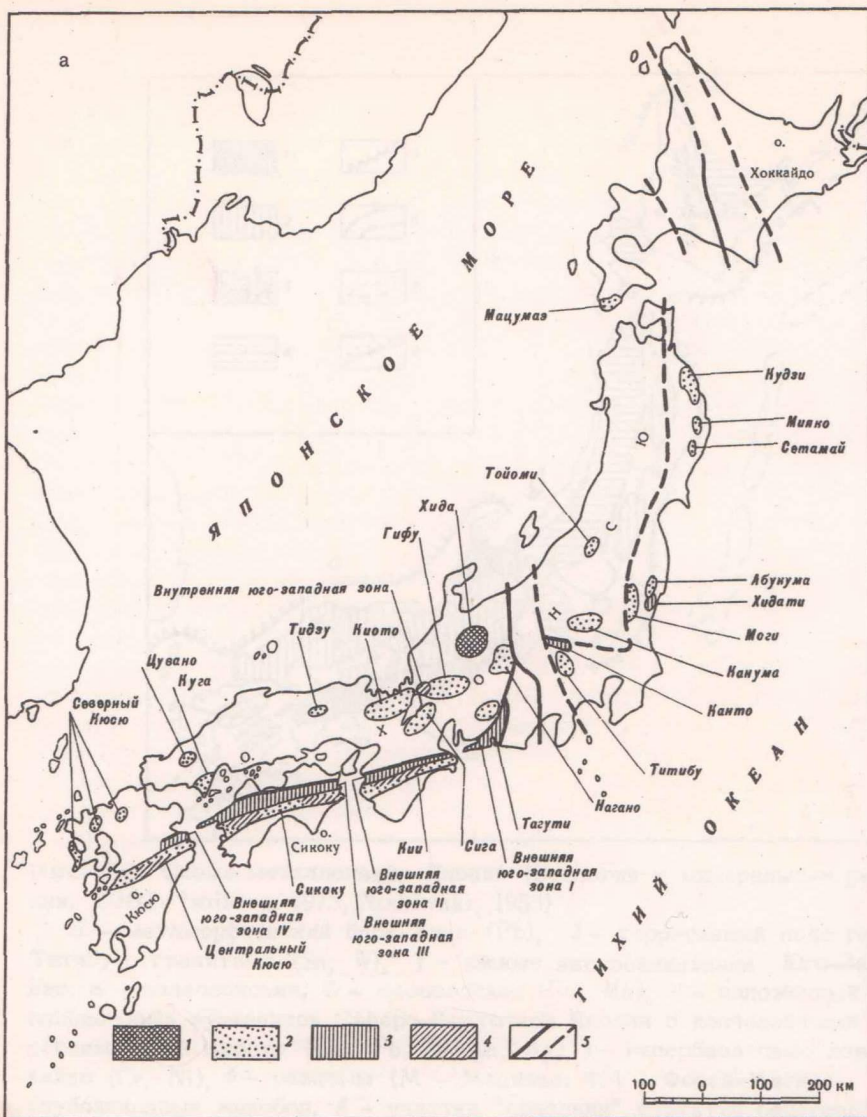


Рис. 52. Распределение разновозрастных месторождений в полициклической рудной провинции Японии (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961)

а - поздний палеозой - ранний мезозой.

Провинции: 1 - графитовые, 2 - марганцевые и марганцево-железородные, 3 - пластовые медистые сульфиды (метаморфический тип), 4 - пластовые медистые сульфиды (нематоморфический тип)

б - поздний мезозой - раннетретичное время.

Провинции: 1 - раннетретичные оловянные, вольфрамовые и молибденовые, 2 - раннетретичные никелевые, 3 - раннетретичные хромитовые, 4 - меловые медные, свинцовые и железородные, 5 - меловые оловянные, вольфрамовые и молибденовые, 6 - юрские хромитовые, 7 - юрские никелевые, 8 - юрские марганцовые и марганцево-железородные, 9 - юрские медистые сульфиды.

в - поздне-третичное время. Провинции: 1 - сурьмяные и ртутные, 2 - марганцовые, 3 - золотые, серебряные, медные, свинцово-цинковые, железородные, 4 - оловянные, вольфрамовые и мышьяковые

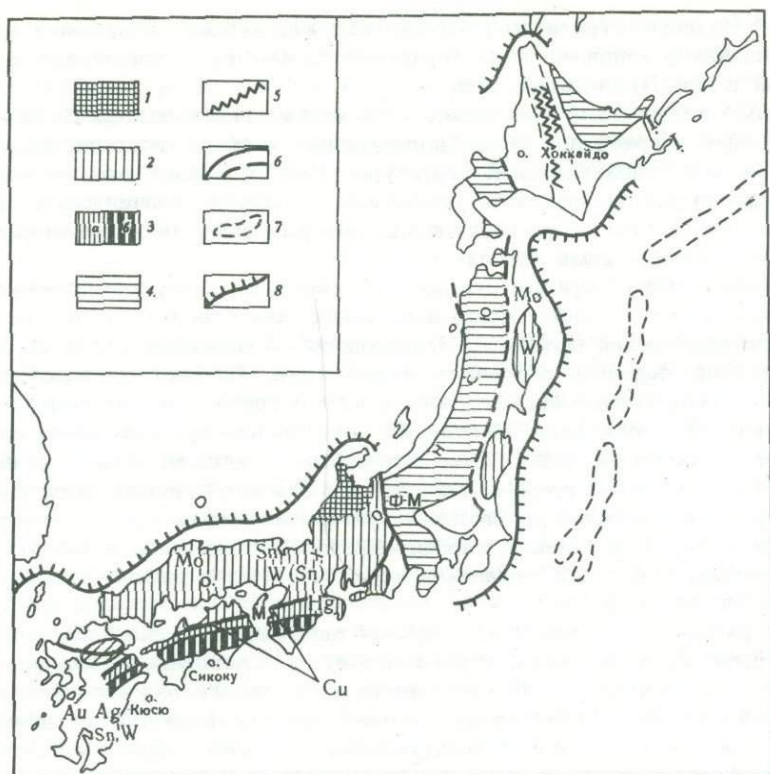


Рис. 53. Схема металлогении Японии (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961; Ishihara, 1973, Nishiwaki, 1953)

1 - метаморфический блок Хида (Pb), 2 - терригенный пояс геосинклинали Титибу с гранитами (Sn, W), 3 - южные эвгеосинклинали Юго-Западной Японии: а - палеозойская, б - мезозойская (Cu, Mn), 4 - надолженный пояс мио-плиоценовых вулканитов Северо-Восточной Японии с колчеданными месторождениями типа Куроко (Cu, Pb, Zn, Al, Ag), 5 - гипербазитовые пояса о. Хоккайдо (Cr, Ni), 6 - разломы (М - Медиана, ФМ - Фосса-Магна), 7 - границы глубоководных желобов, 8 - участки "срезания" структур береговой линии

нитных интрузивов. С последними связаны месторождения вольфрама и олова кварцевой формации - грейзены и кварцевые жилы.

В молодых вулканитах, развитых вдоль разломов, в северной половине юго-западной Японии довольно широко распространены золоторудные месторождения (о. Кюсю).

Резко отлична по характеру минерализации территория к югу от продольного разлома Медианы. Здесь унаследованно и длительно развивалась эвгеосинклиналь, северная граница которой со временем смещалась в сторону океана. В результате в современном эрозионном срезе выявляются полосы метаморфизованных основных и средних эффузивов различного возраста: среднепалеозойского на севере, непосредственно близ Медианы, а далее к югу - мезозойского. Разновозрастные отложения в этой приокеанической эвгеосинклинали представлены основными и средними лавами, туфами, перемещающимися с полимиктовыми песчаниками.

Близ разлома Медианы и других параллельных разрывов широтного направления эффузивы претерпели значительные изменения. Наиболее интенсивно это изменение проявилось в зоне Самбагава, где широко развиты глаукофановые и иные метаморфические сланцы. С комплексом вулканитов этой длительно развивавшейся эвгеосинклинали связаны разновозрастные колчеданные месторождения эксгальационно-осадочного типа. Здесь широко распространены пирит-

товые колчеданные стратифицированные залежи, а также медно-колчеданные месторождения с наложенной на серноколчеданные руды халькопиритовой, сфалеритовой и иной минерализацией.

Наиболее интересным месторождением этого типа является Бесси-Майн, представленное серией пластовых колчеданных залежей, вскрывающихся в крыльях пологой синклинальной структуры. Наряду с мощными телами в этом месторождении устанавливаются тончайшие пропластки колчеданных руд, выдержанные на значительном расстоянии, деформированные и метаморфизованные совместно с вмещающими породами.

В процессе метаморфизма рудных тел происходила перегруппировка вещества с образованием поздних минералов, таких, как блеклые руды, халькопирит, крупнокристаллический сфалерит. Эти процессы в значительной мере маскируют, несомненно, первично-осадочную природу руд. Возраст месторождения Бесси-Майн — среднепалеозойский. Далее к югу встречаются уже более молодые мезозойские месторождения. В этой же зоне распространены многочисленные марганцевые месторождения, также связанные с эксгаляциями подводных вулканитов. Существенно кремнистые прослои здесь обогащены марганцем. Некоторые рудные залежи в дальнейшем претерпели метаморфизм с образованием родонитовых руд. Повышенная марганцевистость характерна и для колчеданных месторождений, где среди метаморфических минералов широко развиты пьомонит и марганцевистый эпидот.

Вдоль разлома Медиана и других, ему параллельных, локализуются третичные рудопоявления мышьяка, сурьмы и ртути. Сравнение резко отличных областей, расположенных по обе стороны от продольного разлома Медианы, дает интересный материал для суждения об особенностях развития японских островов. Северная часть, имеющая значительное сходство с Сихотэ-Алинской, возможно, представляет отторженный от Азиатского континента сиалический блок, в то время как южная часть развивалась на симатической коре, причем со временем границы прогиба смешались в сторону океана.

Изучение метаморфических образований показывает, что высоким ступеням метаморфизма были подвергнуты и молодые породы, включая мезозойские и, таким образом, степень метаморфизма не может служить возрастным критерием. По-видимому, подобный интенсивный метаморфизм протекал в своеобразных условиях интенсивного теплового потока вдоль глубинных разломов, которые сообщались непосредственно с мантией, залегавшей здесь на относительно небольшой глубине. Таким образом, своеобразие развития приокеанической эвгеосинклинали отражает специфические особенности ее положения на сочленении континентального блока с океаническим.

Кроме того, на структуру Японии и ограничение различных в металлогеническом отношении блоков оказывают влияние крупнейшие разломы, протягивающиеся из океанической области. Прежде всего к ним относится разлом Фосса Магна, представляющий непосредственное продолжение системы разрывных нарушений Бонинской вулканической гряды. Как предполагают исследователи, по разлому Фосса Магна происходит вращательное движение блоков, что и обусловило в значительной мере изменение направления структур, различных по обе стороны этого разлома. Разлом Фосса Магна не только разграничивает различные в металлогеническом отношении области, но имеет собственные металлогенические признаки. К нему приурочено проявление основных и средних вулканитов неогенового возраста, образующих формацию так называемых зеленых туфов, с которыми связаны многочисленные колчеданно-полиметаллические месторождения. Полоса развития зеленых туфов продолжается и к северу от разлома Фосса Магна вдоль западной части северо-восточной Японии. В то же время на востоке в современном срезе вскрываются относительно древние палеозойские комплексы.

Характеризуя Японию в целом и отличие отдельных ее звеньев, нельзя не подчеркнуть важную роль поперечных структур в ограничении блоков с различным характером минерализации. Помимо отмеченных планетарных разломов типа Фосса Магна, разграничивающего различные в геологическом и металло-

геническом отношении территории северо-восточной и юго-западной Японии, могут быть установлены и другие поперечные разломы, оказывающие свое влияние на границы рудных районов с различным типом минерализации, а также контролирующее распределение магматических пород. Эта система поперечных разрывов, возможно, распространялась сюда со стороны Азиатского континента, с которым Япония в прошлом, очевидно, находилась в более тесной связи, чем в настоящее время.

КОРЕЯ

Корейский полуостров, богатый разнообразными полезными ископаемыми, представляет область активизации Сино-Корейского шита (Геология Кореи, 1964; Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья, 1966; Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья, 1965). Здесь вскрываются крупные древние массивы: архейские (Наннимский, Кёнги, Собэк) и раннепротерозойские (Кванмо), разделенные обширными позднепротерозойскими-раннепалеозойскими прогибами (Хесан-Ивонским, Пхеннамским, Окчхонским), в которых проходило длительное осадконакопление с формированием карбонатных и терригенных отложений (рис. 54). В этих своеобразных платформенных прогибах проявилась складчатость, сопровождавшаяся внедрениями гранитных интрузий — позднепалеозойского, триасового, юрского и позднемелового возрастов. На крайнем севере расположена позднепалеозойская Туманганская складчатая зона, продолжающая Гродековскую (или Пограничную) зону Приморья. На северо-западе вдоль разлома р. Амнокан пролегает наложенный позднемезозойский вулканический прогиб.

Тектонические движения в позднем палеозое, в мезозое в соседней области Сихотэ-Алиня и многократные тектонические движения, происходившие в близкой расположенной полициклической зоне Японии, оказали влияние и на проявление дислокаций в пределах Корейского полуострова. Здесь развиты разновозрастные основные и ультраосновные породы, локализованные в разломах, и широко распространены разновозрастные гранитоидные интрузии — докембрийские (в древних массивах), средне-, позднепалеозойские, триасово-юрские (в Хесан-Ивонском прогибе и Туманганской складчатой зоне), преимущественно юрские (?) в Пхеннамском и Окчхонском прогибах, а также в Цусимском наложенном прогибе, позднемеловые — в Амноканском вулканическом прогибе. Таким образом, Корейский полуостров представляет полициклическую рудную провинцию с широким развитием многократных процессов активизации. Эта область характеризуется контрастным сочетанием минерации фемического и сиалического профилей и большим разнообразием типов месторождений.

В древних комплексах находятся метаморфогенные месторождения графита, флогопита, железа (Мусанское и другие на севере страны). В них же в связи с мезозойскими наложенными интрузивами локализуются месторождения золота, вольфрама, проявления олова (Наннимский массив).

Зоны платформенных прогибов, сложенные мощными карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, прорванными гранитами, заключают разнообразные месторождения. В гранитах расположены кварц-вольфрамитовые жилы (Маньен). На контактах карбонатных пород с гранитоидами и другими алюмосиликатными породами локализуются скарны с медным (Мандок, Саннон, Хольтон, Суан), вольфрамовым (Сангдонг) и полиметаллическими (Комдок) и другим оруденениями. Месторождения образуют нередко кольцевые цепочки вокруг гранитных интрузивов в ядрах куполовидных брахиантиклинальных поднятий.

С субвулканическими верхнемеловыми телами кварцевых порфиров ассоциируют сурьмяные и ртутные проявления. В удалении от гранитов среди карбонатных толщ встречаются пластовые, иногда многоярусные тела вкрапленных свинцово-цинковых руд (Нагён).

Соответственно тектоническому районированию можно провести металлогеническое районирование и выделить с севера на юг следующие структурно-

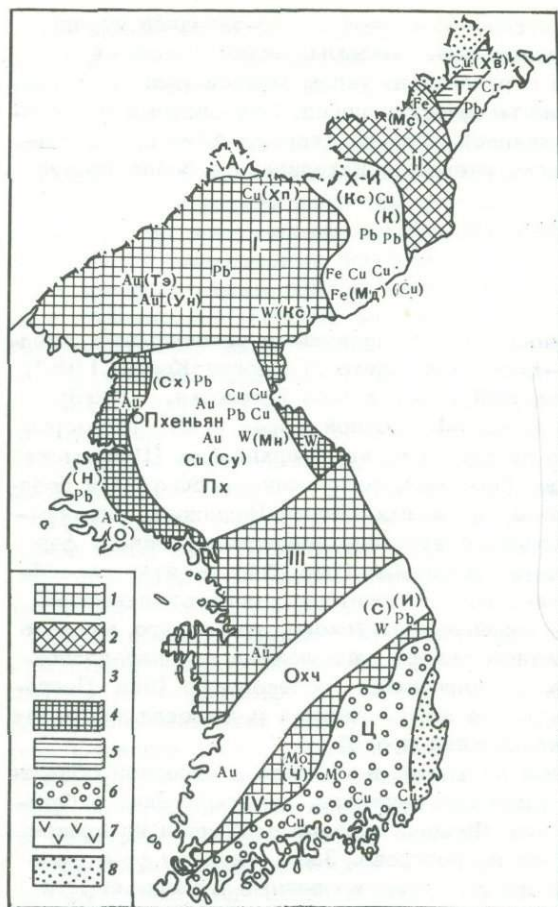


Рис. 54. Схема расположения месторождений Кореи в тектонических структурах (Геология Кореи, 1964)

1 - архейские сооружения, 2 - нижнепротерозойские складчатые зоны, 3 - зоны платформенных прогибов, 4 - выступы фундамента в прогибах, 5 - верхнепалеозойские складчатые зоны, 6 - наложенные юрские предгорные прогибы, 7 - зоны наложенных вулканических поясов, 8 - третичные наложенные прогибы.

Массивы: I - Наннимский, II - Кванмо, III - Кенги, IV - Собэк, Т - Туманганская складчатая зона, X-И - Хесан-Ивонский платформенный прогиб, А - Амноканский наложенный верхнемеловой прогиб, Ц - Цусимский юрский межгорный прогиб

Месторождения: К - Комдок, Си - Саннон, Мд - Мандок, Мн - Маньон, Н - Наген, С - Сангдонг, Мс - Мусан, Кс - Капсан, Хп - Хвапхен, Тэ - Тэюдон, Ун - Унсан, Кн - Кенсу, Сх - Сончхон, Су - Суан, О - Ончмин, И - Йомисан, Ч - Чансу, Хв - Хверен

металлогенические зоны и области: 1) Туманганскую зону палеозойской складчатости с хромитовой минерализацией и золотом; 2) массив Кванмо с крупным железорудным Мусанским месторождением типа железистых кварцитов, метаморфогенными флогопитовыми и графитовыми месторождениями; 3) Хесан-Ивонскую зону в прогибе того же наименования с богатыми медными и свинцово-цинковыми месторождениями главным образом в карбонатных породах; 4) Наннимский кристаллический массив с метаморфогенными (графит, асбест) и наложенными гидротермальными (золото, олово, вольфрам) месторождениями; 5) область Пхеннамской синеклизы, богатую разнообразными полезными ископаемыми (свинец, цинк, медь, вольфрам, бораты, сурьма, ртуть и др.); 6) массив Кенги с метаморфогенными месторождениями (асбест) и золотом; 7) Окчхонский прогиб с вольфрамовым, свинцово-цинковым и молибденовым оруденениями; 8) зону Цусимского прогиба с медно-полиметаллическими месторождениями (Sang Man Lee, 1972).

КИТАЙ

Огромную территорию занимает Тихоокеанский пояс в пределах Китая. С севера на юг (рис. 55) здесь выделяется ряд зон активного мезозойского магматизма: 1) Северо-Маньчжурская; 2) Яньшаньская, 3) Циньлинь-Янцзынская, 4) Цзянаньская, 5) Цзянси-Хунань-Гуансийская, 6) Прибрежная, 7) Кам-Юньнаньская. Все эти зоны, кроме последней, ориентированы в близширотном направлении согласно простиранию древних структур - ветвей внутриазиатских

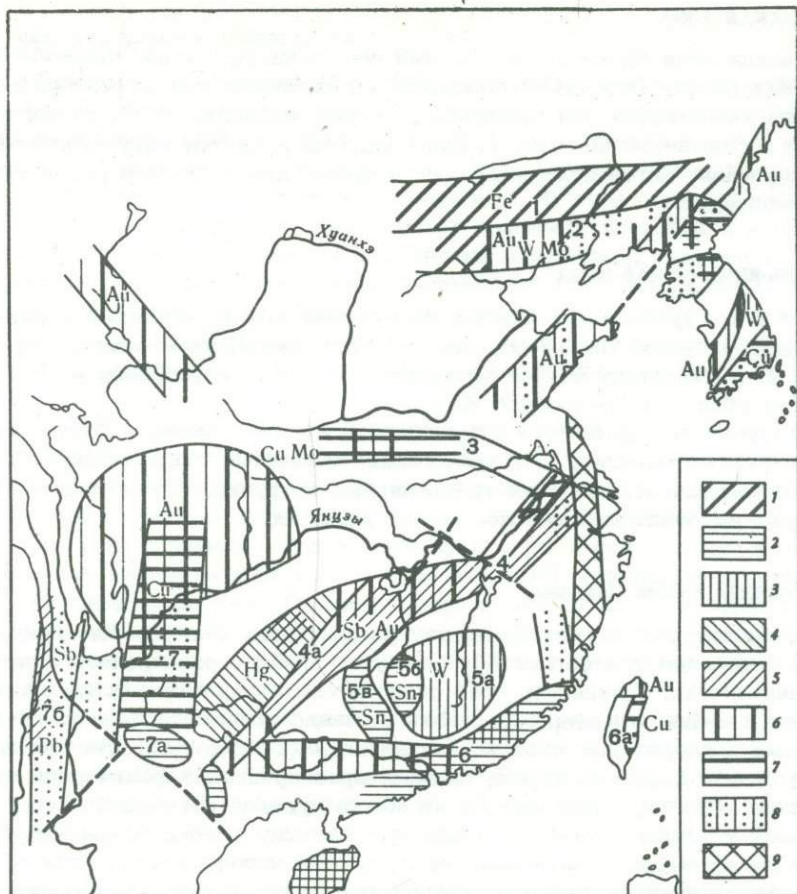


Рис. 55. Схема рудоносных зон и провинций Восточного Китая (по материалам Хуан Бо-пина, 1952; Чжан Вэнь-ю, 1962)

1 - железо, 2 - олово, 3 - вольфрам, 4 - ртуть, 5 - сурьма, 6 - золото, 7 - медь, 8 - свинец и цинк, 9 - флюорит. Зоны: 1 - Северо-Маньчжурская, 2 - Яньшаньская, 3 - Циньлин-Янцзыньская, 4 - Цзянаньская (4а - сурьмяно-ртутная провинция), 5 - Цзянси-Хунань-Гуансийская (провинция: 5а - Цзянсийская, 5б - хунаньская, 5в - Гуансийская), 6 - Прибрежная, 7 - Кам-Юньнаньская, 7а - район Гедзю, 7б - сурьмяно-полиметаллическая

складчатых широтных поясов. Рудоносные гранитоидные массивы мезозойского возраста формировались с большим временным отрывом от складчатости. Они приурочены к пересечению разломов, образующих местами правильную ортогональную сеть.

Характерными металлами являются олово, вольфрам, сурьма, ртуть, железо, золото (активизированные платформенные структуры), местами - медь, железо, золото (активизированные эвгеосинклинали).

СЕВЕРНАЯ МАНЬЧЖУРИЯ (АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ДРЕВНИЕ СООРУЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ)

Северо-Маньчжурская область расположена на северо-востоке Китая и представляет продолжение активизированных структур Кореи и Южного Приморья (СССР). Здесь проявлены нижнепротерозойские месторождения железистых кварцитов (Аньшань), позднепалеозойские и юрские месторождения золота, меди, свинца и цинка (Андерт, 1928; Ларченко, 1961; Ходак, Сунь-шу, 1961).

ЯНЬШАНЬСКАЯ ЗОНА

Яньшаньская зона проходит по системе широтных разломов, отмеченных развитием мезозойских (юрских) вулканитов и гипабиссальных гранитоидных интрузий. Зона характеризуется проявлением молибденового, вольфрамового, оловянного и свинцово-цинкового оруденения. Она является наложенной на древние сооружения Китайской платформы и представляет пример рудоносных структур активизации.

ЦИНЬЛИНЬ-ЯНЦЫНСКАЯ ЗОНА

Система близширотных складчатых сооружений хребта Циньлинь и парагеосинклинали р. Южной Янцзы характеризуется проявлением молибдена, меди и железа. В металлогеническом отношении эта зона своеобразна и отличается от других областей Восточного Китая.

Структурная непрерывность отмеченной зоны не доказана. Однако именно общие черты магматизма и металлогении, связанные с проявлением в этой зоне мезозойской активизации гранитоидных интрузий, подчеркивают ее общие черты на позднеэвгеозойском этапе развития.

Рудные районы хребта Циньлинь

Складчатая система хребта Циньлинь, разделяющая Северо-Китайскую и Средне-Китайскую платформы (Ли Сы-гуан, 1952), развивалась длительно и полициклически. Фундамент этой области составляют кристаллические толщи архея и синия, в которых развиты древние граниты, гранито-гнейсы, слюдястые и хлоритовые сланцы. Последние образованы за счет метаморфизма эффузивных порфиритов, что, видимо, предопределило фемический профиль рудоносной области, образованный на месте древней эвгеосинклинали, продолжавшей к востоку эвгеосинклимальную систему хребта Кунь-Лунь. Залегающие на докембрийском основании отложения силура представлены мощными карбонатными толщами в области Циньлинь (известняки мощностью более 800 м). Перерыв в девоне, сопровождаемый несогласием, отмечает проявление здесь каледонской складчатости. На каледонском фундаменте снова развивается комплекс морских отложений карбона, представленных мощной толщей известняков. Карбонатные отложения формировались и в перми. Затем отмечается предтриасовое несогласие и снова погружение с образованием триасовых известняков мощностью не менее 2400 м. Новый этап складчатости обусловил воздымание территории, и далее происходило формирование лишь континентальных образований.

Таким образом, здесь неоднократно проявлялась складчатость — в предсилурийское, девонское, предтриасовое, предмеловое и предэоценовое время. Как указывает Хуан Бо-цин (1952), не менее чем дважды происходила миграция геосинклинальных бассейнов с перемещением их от осевой части древней геосинклинали к периферии.

В меловое время, как и на других участках этой близширотной зоны активизации, развиты мелкие массивы гранитоидов повышенной основности, с которыми связаны медно-молибденовые месторождения порфирирового типа (Ли-Инь-юнь, 1959). Представителем такого месторождения является Тинтунчен. Минерализация проявлена в порфиритах синийского возраста, смятых в складки близширотного направления, и связана непосредственно с небольшим массивом гранит-порфир. Оруденение развивается как в самих гранит-порфирах, так и во вмещающих породах, главным образом в висячем боку наклонной дайкообразной интрузивной залежи.

Рудное тело представляет обширный штокверк, состоящий из разноориентированных и разновременных кварцевых прожилков с молибденитом. Разновозрастные прожилки имеют в общем сходный состав и слагаются кварцем. Даже самые тонкие прожилки имеют симметричное строение с розовым полевым шпатом и молибденитом у зальбандов, кварцем и сульфидами в осевой части.

Рудные районы парагеосинклинали Янцзы

Прогиб Янцзы, развивавшийся унаследованно вдоль системы разломов, и в настоящее время представляет собой узкую депрессию. При общем широтном направлении этой тектонической зоны в ней обнаруживаются резкие коленообразные изломы от северо-восточного до северо-западного направлений вдоль региональных разрывных нарушений. В этой структуре тенденции прогибания определились еще в нижнем палеозое; в силуре и в девоне отлагались толщи, которые потом дали начало кварцитам, сланцам и филлитам; в карбоновое и пермское время происходило отложение карбонатных осадков, а в поздней перми после осушения моря и воздымания — формирование угленосных фаций. В пермо-триасовое время местами сохранились остаточные морские бассейны и снова происходило отложение известняков.

Характерной особенностью разреза этой зоны является преобладание терригенных пород кислого состава в нижней части и карбонатных пород в верхней части разреза. Осадочные толщи смяты в пологие складки, ориентировка которых большей частью грубо параллельна общему направлению зоны на данном отрезке и простираению ограничивающих грабен Янцзы разломов.

В пределах тектонической зоны Янцзы активный магматизм проявился лишь в связи с яньшаньским тектогенезом, когда возникли покровы кислых вулканитов — риолитов и их туфов (предположительно юрского или мелового возраста), а затем интрузии массивов гранитов и мелких интрузивных тел диоритового и гранодиоритового состава.

В металлогеническом отношении эта зона представляет как бы продолжение меденосного пояса Циньляня; вместе с тем здесь широко развиты железорудные месторождения, в большинстве своем небольшие по размерам.

Месторождения этой зоны разнообразны. Здесь встречаются: 1) скарны с магнетитовым и медно-сульфидным оруденением; 2) гидротермальные жильные и метасоматические тела с магнетитом, гематитом в кремнистых или карбонатных породах, а местами и в вулканитах яньшаньского комплекса (Hsieh, 1931, 1935).

В пределах парагеосинклинали Янцзы установлено несколько рудных районов.

Рудные месторождения к юго-западу от Нанкина локализованы в прямолинейной зоне северо-восточного направления. Месторождения расположены на правом борту долины р. Янцзы и на 20 км удалены от нее. Сравнительно пологий рельеф долины Янцзы осложняют куполовидные холмы, которые в большинстве случаев сложены рудами.

Наиболее интересным является Тунгоншаньское месторождение, приуроченное к крылу антиклинальной складки (Kuo Tsing-shan, 1957, 1958; I'o Вэнькуй, 1957). В ядре антиклинали вскрываются кремнистые сланцы, кварциты и массивные известняки девона, а на крыльях — известковые толщи пермокарбона и триаса. Осадочные породы прорваны дайкообразным телом диоритов. Скарново-рудные залежи локализуются в юго-западном контакте диоритового тела, осложненного тектоническими нарушениями. Скарновые зоны имеют зональное строение. В эндоконтактной зоне по диоритам развиваются прожилки розового полевого шпата, иногда с молибденитом. Далее следует зона гранатового скарна с наложенным магнетитовым и медно-сульфидным оруденением (с вкрапленностью халькопирита). Еще далее пролегает мощная зона сплошных сульфидных в основном пирротиновых руд с халькопиритом, среди которых имеются незамещенные полосы гранатового скарна и диопсидовых роговиков. Частично сульфиды развивались и непосредственно по известнякам. Минерализация многофазна, причем выделяются стадии: скарнообразования, магнетитовая, сульфидно-пирротиновая с халькопиритом.

Известны также скарново-рудные тела на контактах известняков с песчаниками. Представителем последнего типа является месторождение Сяошаньту.

Своеобразны собственно гидротермальные месторождения с магнетитовыми и гематитовыми рудами. Примером их служит месторождение Фангчонг, где оруденение приурочено к кварцитам силура и девона.

На других участках минерализация заключена в молодых вулканитах. Таково месторождение Сяокушань в позднемезозойских туфах, где установлено несколько стадий минерализации: 1) образование апатита, магнетита и актинолита; 2) отложение главной массы гематитовых руд, сопровождающихся окремнением и алунитизацией; 3) образование спекулярита, представляющего продукт перекристаллизации ранее образованных гематитовых агрегатов.

Сходный тип оруденения встречен и в другом, более западном районе провинции Хубей. Здесь рудные тела с магнетитом и гематитом образованы метасоматически в результате замещения позднемеловых риолитов, фельзитов и туфов, а также юрских песчаников. Минерализация приурочена к разлому северо-восточного направления и связана с мелким телом диоритов.

В общем, устойчивый и однообразный характер минерализации узкой, но протяженной тектонической зоны Янцзы позволяет выделить эту структуру как особую металлогеническую провинцию.

Медь проявлена и южнее парагеосинклинали Янцзы в ограничивающем ее с юга древнем кристаллическом массиве (антеклизе) Цзянани.

ЦЗЯНАНЬСКАЯ ЗОНА

Тектоническая зона массива Цзянани протягивается в близширотном восток-северо-восточном направлении, разделяя охарактеризованную выше парагеосинклинали Янцзы и Цзянси-Хунань-Гуансийский прогиб, представляющий в основном активизированную зону каледонид.

Массив Цзянани протягивается более чем на 1500 км. фундамент его сложен протерозойскими относительно слабо метаморфизованными флишеидными толщами. На окраинах массива проявлены синийские ледниковые отложения (тиллиты); в низах кембрия развиты фосфоритонесные толщи. В это время продолжалось устойчивое поднятие, которое сохранялось и далее после каледонской складчатости. По южной периферии массива располагались прогибы, выполненные девонскими и нижнекарбовыми морскими отложениями.

Несмотря на то что тенденции воздымания в пределах поднятия наметились рано, магматизм на раннем палеозойском этапе был ограничен. Позднее широко развиты позднеяньшанские магматические породы – вулканиты (в восточной части массива), а также мелкие интрузивные тела. Вдоль региональных разломов, в обрамлении массива проявлены ультраосновные и основные породы.

В металлогеническом отношении массив Цзянани неоднороден, в восточной его части встречено медное и полиметаллическое оруденение; в западной (на южном склоне) – широко развиты сурьмяное и ртутное оруденения.

Медное и сурьмяно-полиметаллическое оруденение установлено в Даосинском районе, сложенном метаморфическими сланцами досинийского возраста, а также осадочными отложениями девона и карбона, главным образом карбонатного состава. Породы смяты в довольно крутые гребневидные складки северо-восточного направления, разбитые системами разрывных нарушений северо-восточного, широтного и подчиненного меридионального и северо-западного направлений. Вдоль тектонических депрессий локализируются юрские осадочно-вулканогенные толщи, заметно дислоцированные.

В районе отмечены три параллельные зоны ультрабазитов северо-восточного направления. С этими породами связаны проявления никеля и хромита. Широко распространены здесь позднемезозойские массивы гранитов и гранодиоритов, приуроченные к пересечениям разрывных нарушений. К одному из небольших массивов гранодиорит-порфиров, прорывающему метаморфизованные осадочно-эффузивные досинийские туфо-песчаники и сланцы, приурочено месторождение молибдено-медных порфировых руд Тунчан. Оруденение представлено штокверком с многочисленными взаимопересекающимися прожилками, которые и здесь иногда имеют симметричное строение: молибденит располагается в зальбандах кварцево-халькопиритовых жил. Количество молибденита больше там, где оруденение развивается среди гранит-порфиров, а в удалении от контактов его сменяет пирит.

Представителем полиметаллического месторождения является Даосинское, представленное широтными и меридиональными жилами и зонами вкрапленных руд в досинийских метаморфических сланцах, а также пластовыми зонами, вкрапленными рудами в юрских вулканических брекчиях. Помимо галенита, сфалерита и пирита в рудах в заметном количестве присутствуют блеклая руда и буланжерит, что отражает геохимическое родство этих месторождений с сурьмяными, широко распространенными западнее. Проявления диккита, барита, а также развитие колломорфных структур указывают на небольшую глубину образования месторождения.

В западной части Цзянани, особенно на юге этого массива, на сочленении с Цзянси-Хунань-Гуансийской зоной широко развиты сурьмяные и сопровождающие их ртутные месторождения, принадлежащие к крупнейшей сурьмяной провинции юга Китая. Месторождения залегают в девонских песчаниках, кварцитах, а также в известняках и представлены кварцевыми жилами с антимонитом и метасоматическими сульфидными телами в карбонатных породах. Присутствие в кварцевых жилах вольфрамовых минералов — ферберита и шеелита — сближает эти проявления с оловянно-вольфрамовыми месторождениями, широко развитыми к югу от сурьмяной провинции. В некоторых кварц-антимонитовых жилах наряду с шеелитом содержится золото.

На северо-западной и западной окраинах олово-вольфрамового Главного пояса последовательно расположены пояса сурьмяной и ртутной минерализации. Южный Китай издавна славится сурьмяными месторождениями. Месторождения, преимущественно расположенные на северо-западе провинции Хунань, разнообразны. Среди них Лю Чи-пан (Liu Chi-pan, 1957) выделяет три типа. К первому типу относятся мезотермальные сурьмяно-вольфрамовые и сурьмяно-оловянные метасоматические тела в карбонатных толщах, характеризующиеся развитием скарных минералов — граната, диопсида и обильных сульфидов меди, свинца и цинка. Месторождения эти, как фацию касситерито- и вольфрамито-сульфидных месторождений, совмещенных со скарнами, предположительно связывают генетически с гранитами, залегающими на глубине.

Второй тип представлен низкотемпературными кварцевыми жилами простого состава, в которых главным, а местами и единственным рудным минералом является антимонит, и уже совсем не встречаются такие относительно высокотемпературные минералы, как вольфрамит, касситерит, а также арсенопирит, сульфиды меди, свинца и цинка. Оруденение также развивается преимущественно в известняках, которые подвергаются интенсивной силификации.

Третий тип представляют своеобразные экзогенные месторождения — рыхлые скопления и гальки окислов сурьмы, принесенные неизвестно откуда и образующие скопления в карстовых пустотах среди известняков (Liu Chi-pan, 1957). На внешнем ореоле провинции Южного Китая проявлены месторождения ртути в карбонатных породах (Chou Te-chung, Li Wen-yen, 1958).

ЦЯНСИ-ХУАНАНЬ-ГУАНСИЙСКАЯ ЗОНА

К югу от массива Цзянани располагается обширная зона развития мезозойских гранитоидов и сопровождающих их месторождений главным образом олова и вольфрама. В пределах этой обширной области мезозойской активизации выделяются несколько структурных элементов: 1) Цзянси-Гуансийский синклинорий, 2) Катэйзиатский антиклинорий и 3) Приморский мезозойский прогиб.

Северной структурой этой сложной области является Цзянси-Гуансийский прогиб, консолидированный в период каледонской складчатости. Этот прогиб неоднороден в геологическом отношении. Фундамент его составляют додевонские нижнепалеозойские (и синийские ?) метаморфизованные терригенные отложения так называемой луншаньской свиты. Породы сложно дислоцированы в смяты в серию складок восток-северо-восточного направления.

На западе древний метаморфический комплекс скрывается под отложениями девона, карбона и перми, образующими чехол эпикаледонской платформы.

Наиболее развиты эти отложения, представленные в значительной мере мощными карбонатными толщами, в пределах наложенных близмеридиональных прогибов хребта Наньлин, особенно в зоне Хунаньского наложенного прогиба.

В пределах описываемой области, согласно Ли Пу (1965), широко развиты граниты различного возраста. Здесь встречаются позднегерцинские или индосинийские граниты (230–260 млн. лет), раннеяньшаньские (150–190 млн. лет) и позднеяньшаньские (90–110 млн. лет). Гранитные интрузивы следуют вдоль тектонических зон северо-восточного, близширотного и меридионального направлений, причем наибольшие площади они слагают в восточной более глубоко эродированной части области.

Минерализация описываемой зоны неоднородна и меняется по простиранию. В восточной половине в пределах провинции Цзянси, где вскрываются терригенные додевонские породы, в связи с массивами биотитовых гранитов широко проявлена вольфрамовая минерализация (в основном кварц-вольфрамитовые жилы). Именно в этой области заключены знаменитые вольфрамовые месторождения Китая. В западной половине среди карбонатных пород наложенных прогибов развито олово в ассоциации со свинцом и цинком в составе касситерито-сульфидных месторождений.

Вольфрамоносная область провинции Цзянси

Вольфрамоносная область провинции Цзянси сложена в основном додевонскими (синийско-кембрийскими и сизурийскими) терригенными осадками, общей мощностью не менее 3000 м.

Локальное распространение здесь имеют девонские песчаники, карбоновые и нижнепермские известняки, верхнепермские угленосные отложения и другие более молодые континентальные образования. Последние локализируются в наложенных впадинах северо-восточного направления типа грабен-синклиналей.

Вольфрамовая минерализация тяготеет к антиклинальным зонам и локализуется по периферии небольших массивов гранитов, расположенных на пересечении продольных зон, разрывными нарушениями близширотного или меридионального направлений.

Среди месторождений этой области наиболее известно подробно описанное в литературе Сихуашаньское (Эрлих и др., 1959; Hsu Ke-chin, 1943). Оруденение здесь локализовано в пределах широтной тектонической зоны, протягивающейся вдоль южной окраины гранитного массива и по ее контакту. В зоне сближенных трещин развиты многочисленные (несколько сотен) кварцевые жилы. Насыщенность жилами зоны экзоконтакта гранитного массива столь велика, что в современном срезе объем жил превышает объем разделяющих их узких полос измененных гранитов.

Минерализация прослеживается на значительную глубину, причем характер ее меняется. С глубиной количество жил уменьшается и в корневых частях их проявлены лишь слабо минерализованные зоны микроклинизации гранитов. Близ контакта гранитов с перекрывающими сланцами широко развиты грейзены с обильным топазом, в составе которых находится касситерит. Таким образом, оловянное оруденение здесь ограничено сравнительно узкой приконтактной областью, вольфрамовая же минерализация распространяется на значительно большем вертикальном интервале, распространяясь как выше, так и ниже этой приконтактной зоны интенсивного пневматолитового изменения гранитов.

На участках, где терригенные отложения перекрываются карбонатными толщами последевонского возраста, появляется уже скарновая минерализация с шеелитом, тонковкрапленным касситеритом и наложенными сульфидами. Наряду с этим в гранитных массивах и здесь встречаются кварцевые жилы и грейзены. Таким образом, отчетливо устанавливается зависимость характера минерализации от среды, а также от положения рудных тел относительно активного источника рудоносных растворов.

Оловорудные районы Хунаньского прогиба

К западу от вольфрамоносных площадей массива Цзянси, в зоне наложенного близмеридионального Хунаньского прогиба (хребет Наньлин) характер минерализации резко меняется, в связи с изменением состава вмещающих пород. Девонский терригенный комплекс здесь перекрыт мощными толщами нижнедевонских песчаников и кварцитов, верхнедевонских—нижнекаменноугольных существенно карбонатных отложений, пермских и нижнетриасовых известняков. Интрузии кислого состава здесь проявляются уже в верхнем существенно карбонатном эпикаледонском чехле, причем характер магматических пород меняется, рудоносность связана главным образом с ультракислыми алякситовыми гранитами, в большой степени обогащенными летучими. Заметно контактового воздействия гранитов на вмещающие карбонатные породы не устанавливается, что может служить индикатором относительно неглубокого застытия интрузивных тел. Породы эпикаледонского платформенного чехла смяты в складки, главным образом меридионального направления, что подчеркивает влияние глубинных меридиональных разломов, определивших само заложение палеозойского прогиба. Вместе с тем складчатую структуру осложняют разрывные нарушения и других направлений, главным образом восток—северо—восточного, близкого к широтному. Интерференция этих двух тектонических направлений — меридионального и широтного — определяет расположение гранитных массивов, которые в общем подчинены близширотным ослабленным тектоническим зонам, отражающим разломы фундамента, но вместе с тем нередко следуют вдоль меридиональных разрывов, локализуясь главным образом в сводах антиклинальных структур и в брахиантиклинальных вздутиях.

Месторождения этой области разнообразны. В самих гранитах проявлена олово—вольфрамовая минерализация того же типа, что и в массиве Цзянси с развитием пневматолитовых образований — грейзенов и кварцевых жил. На контактах гранитных массивов локализуются скарновые залежи с шеелитовым и касситерит—сульфидным оруденением. В удалении от контакта среди известняков — собственно сульфидные тела с касситеритом и без него (Ahlfeld, 1938). Присутствие местами обильных сульфоантимонитов сближает генетически эти месторождения с собственно сурьмяными, широко развитыми по северной окраине металлогенической области уже в пределах массива Цзянани.

Одним из наиболее интересных рудных полей, непосредственно примыкающих к вольфрамоносной области массива Цзяньси, является Яоганьсань, расположенное на сопряжении разрывов меридионального и близширотного направлений, а также ослабленной зоны трещиноватости северо—восточного направления. Месторождение приурочено к поперечному перегибу антиклинальной складки и находится на области ее погружения.

На месторождении Яоганьсань устанавливается обычная схема зональности с проявлением касситерит—вольфрамит—кварцевой минерализации в гранитах, шеелитоносных скарнов — на контакте песчаников с карбонатными породами и сульфидным (галенит—сфалеритовых) рудных тел — в удалении от него.

К провинции Хунань относится знаменитое месторождение Санхуалинь. Месторождение это приурочено к куполовидной антиклинальной складке, в ядре которой располагаются силурийские метаморфизованные кварциты, песчаники и сланцы и девонские песчаники и филлиты, а на крыльях — верхнедевонские и нижнекаменноугольные известняки.

На площади месторождения осадочные породы имеют сравнительно пологое падение и образуют куполовидную складку. Они прорваны двумя небольшими массивами гранитов, приуроченными к меридиональному разлому, которые являются источником оруденения. Наибольшее значение имеет северный массив, окруженный большим ореолом контактовых изменений, особенно далеко распространяющимся в известняки восточного, относительного пологопадающего контакта гранитного тела.

Граниты интенсивно изменены, особенно в апикальной части массива, где они превращены в газозовые грейзены. Своеобразны известные в этой части массива пегматоидные тела, состоящие из длиннопризматического желтоватого

топаза с лепидолитом. В гранитах, а также в опущенных блоках известняков (провесов кровли) широко развиты своеобразные флюорит-протолитионитовые породы с канкринитом, корундом и саньхуалитом. Более поздними являются наложенные турмалин-флюоритовые жилки и еще более низкотемпературные хлоритовые метасоматиты, сопровождаемые сульфидами. Сульфидные руды наиболее развиты в удалении от гранитов, вблизи отмеченного разлома северо-восточного направления. Здесь встречаются пологопадающие трубчатые тела, сложенные пирит-арсенопирит-пирротиновыми рудами с халькопиритом, сфалеритом и галенитом; в составе этих рудных тел участвуют также теннантит и буланжерит. Интересно, что рудные трубы, следующие вдоль пологозалегающих пластов карбонатных пород, разветвляются по падению, что может служить доказательством их образования из растворов, двигавшихся в данном случае вниз по падению рудоконтролирующих горизонтов от рудопроводящего канала. Весьма своеобразно в генетическом отношении олово-полиметаллическое месторождение Хуаншипин. Оно связано уже не с гранитами, а с близповерхностными субвулканическими телами кварцевых порфиров - вулканическим некком и серией ветвящихся даек. Вулканический аппарат приурочен к осевой части антиклинальной складки второго порядка, сложенной известняками с прослоями песчаника. На крыльях залегают доломитизированные кремнистые известняки. И те и другие относятся к нижнему карбону. Рудные тела локализируются на контактах кварцевых порфиров с известняково-терригенной толщей, а также в контакте известняков и песчаников и представлены мощными скарновыми залежами с наложенным касситерито-сульфидным и полиметаллическим оруденением и собственно сульфидными метасоматическими телами с незначительным содержанием олова.

Местами оруденение развивается по брекчиям тектонического или эруптивного происхождения. К близкому типу относится свинцово-цинковое месторождение Шикошань (Meng, Chang, 1935).

Район гранитных куполов

Западнее Хунаньской металлогенической области располагается другой район проявления олово-полиметаллической минерализации, так называемый район гранитных куполов. Здесь развиты мощные толщи кварцитов и филлитов додевонского возраста и соответственно меняется характер магматизма и рудной минерализации. Как и в области Цзянки, проявлена, главным образом касситерито-кварцевая минерализация, - кварцевые жилы и грейзены, питающие россыпи. В районах развития известняков эти россыпи наиболее развиты, касситерит концентрируется в западинах карстового рельефа. В южной части этой провинции граниты прорывают девонские известняки и здесь развиты уже скарны (Константинов и др., 1969).

Гуанси-Хэчинанданьский район

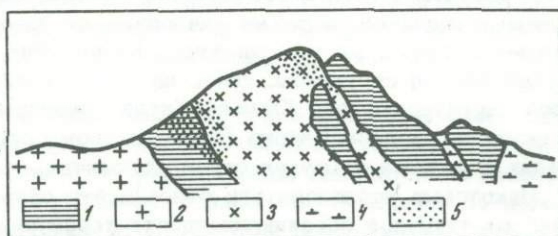
Далеко к западу от описанных выше провинций расположен небольшой по площади Хэчинанданьский рудный район провинции Гуанси. Этот район приурочен к дугообразному обрамлению юго-западной части массива Цзянани и сложен очень мощными карбонатными толщами платформенного чехла (более 4000 м). Складчатые структуры здесь имеют северо-западное направление и подчинены региональным разломам, а также контурам юго-западной границы Цзянаньского массива. Складки сопровождаются надвигами и сбросами. Здесь уже нет крупных гранитных тел и в современном срезе вскрываются лишь небольшие дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, иногда мусковитизированных и турмалинизированных. Сравнительно небольшое значение имеют скарны, но широко развиты относительно низкотемпературные касситерито-сульфидные тела с обильными сульфосолями - буланжеритом, джемсонитом. Видимо, здесь присутствуют и сульфостаннаты. По комплексу рудных минералов эти месторождения сближаются с боливийскими, обилие же сурьмы отражает близость специфически сурьмяной провинции этой части Цзянани.

ПРИБРЕЖНЫЙ ОЛОВОНОСНЫЙ ПОЯС

Прибрежный оловоносный пояс расположен к югу от Катэйзитского антиклинория. Он включает собственно прибрежную и островную части Юго-Восточного Китая. Островная зона прослеживается через острова Хайнань, Гонконг и протягивается на окраину побережья в рудной провинции Чжецзян. Для этой зоны характерно развитие биотитовых гранитов с касситерито-кварцевыми месторождениями и грейзенами, питающими россыпи. Возможно, эта зона относится к антиклинорному поднятию, погруженному на значительном протяжении под уровень Южно-Китайского моря.

Рис. 56. Профиль месторождения Лянхуашань (Ли Тун, 1960)

1 - кварциты и песчаники,
2 - граниты, 3 - кварцевые порфиры, 4 - кварцевые диоритовые порфиры, 5 - рудоносные зоны



Наиболее интересна в отношении оловоносности Прибрежная зона, давно уже выделенная как особый оловоносный пояс. Эта зона совпадает с юрским прогибом, заложенным на каледонском складчатом основании. Юрские отложения, мощность которых превышает 1000 м, представлены песчаниками и сланцами. Они смяты в серию складок северо-восточного направления, параллельных общей ориентировке структур в этой части Китая, причем узкие гребнеобразные антиклинали здесь разделяются довольно широкими синклиналями. На дислоцированных юрских отложениях с резким несогласием залегают покровы кислых вулканитов верхнемелового возраста, смятые уже в относительно пологие складки. Наиболее развиты эти вулканиты на северо-востоке в провинциях Чжецзян и Фуцзянь.

Осадочные вулканические породы прорваны гранитными интрузиями и включают многочисленные оловорудные и местами олово-вольфрамовые месторождения. Здесь выделяются две подзоны: северная, примыкающая к кристаллическому массиву Катэйзии, где развиты вольфрамовые и оловянные месторождения кварцевой формации, питающие россыпи, и Главная (Береговая) оловянная зона, протягивающаяся вдоль побережья, где широко проявлены месторождения касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формации. В Береговой зоне можно выделить несколько полос развития рудных месторождений, приуроченных главным образом к антиклинальным складкам. Здесь встречаются месторождения касситерито-силикатные с турмалином (Нютошань), хлоритом (Импеншань) и собственно сульфидные (Чанпу).

Месторождение Чанпу представлено свитами жил, вытянутых согласно направлению складок и сложных массивными пирротинно-сфалеритовыми полосчатыми рудами с касситеритом. По минеральному составу они сходны с дальневосточными касситерито-сульфидными месторождениями.

Особый тип представляет вольфрамито-шеелито-сульфидная минерализация, связанная с приповерхностными или субвулканическими гранит-порфирами. Представителем этого типа является Лянхуашаньское месторождение (Ли Тун, 1960). Район месторождения слагают юрские углистые сланцы и песчаники, перекрытые покровами риолитов. Осадочные породы прорваны гранитами, кварцевыми порфирами и кварцевыми диорит-порфирами. Зоны рудной вкрапленности локализуются близ контакта кварцевых порфиров с осадочными породами (рис. 56). К Прибрежной зоне относится и олово-вольфрамовый район Гонг-Конга (Davis, 1957).

К востоку от Прибрежной зоны, за Тайваньским проливом располагается зона третичной металлогении Тайвань. На восточной стороне острова вдоль разломов локализованы месторождения медно-порфириновых руд, связанных с третичными диоритами. На севере острова известны золоторудные месторождения (Ho, 1967).

Эта металлогеническая область отличается от других поясов и зон Китая меридиональной ориентировкой и приурочена к горсту докембрия, обрамленному зонами складчатого палеозоя и развития мощных пермских базальтов и периферическими зонами пологоскладчатого палеозоя и мезозоя. Система меридиональных структур продолжает глыбово-складчатый меридиональный пояс Индокитайского полуострова и отражает проявление региональных крупных разломов. В металлогеническом отношении меридиональная система глыбовых сооружений резко отлична от других рудных областей Южного Китая. Здесь широко развиты месторождения меди, железа, свинца и цинка, связанные с основными магмами, а также удаленные от изверженных пород месторождения сурьмы и ртути, располагающиеся во внешних зонах этой сложной, в общем симметричной структуры. Лишь на юге, за широтным разломом, начинается полоса характерных для Южного Китая оловянных месторождений в знаменитом богатейшем рудном районе Гедзю, которые прослеживаются в оловоносных площадях Вьетнама и других стран Индокитая.

Некоторые исследователи относят эту область к типу геосинклинальных. Однако от типичной геосинклинали эта территория существенно отличается. Здесь на докембрийском архейском и альгонгском основании залегают толща осадочных пород мощностью не менее 7000 м. В составе этой толщи, формировавшейся от нижнего синия до триаса, широко развиты карбонатные породы, составляющие не меньше половины объема всего разреза (верхнесинийская терригенно-известковая толща мощностью 900 м, верхнеордовикская толща мощностью 230 м, среднекарбонатная, существенно карбонатная толща мощностью 800 м, триасовая толща мощностью не менее 400 м). Вместе с тем в составе разреза неоднократно проявляются грубообломочные косослоистые отложения с базальными конгломератами и песчаниками, характеризующие перерывы в осадконакоплении. Стратиграфические несогласия отмечены между нижним и средним синием, средним и верхним синием, верхним синием — нижним кембрием, перед нижним карбоном, средним карбоном, верхним карбоном, в перми, причем угловых несогласий в этой мощной толще осадков не отмечено. Не проявлены и интрузивные породы. Широко развит магматизм лишь в перми, когда в обрамлении Кам-Юньнаньского горста сформировалась толща базальтов мощностью до 1200 м. Именно с основными магмами (диабазы, габброиды) и связана здесь разнообразная минерализация.

Складчатые деформации сказались в перми и послетриасовое (по-видимому, позднемеловое) время. При этом характерны относительно пологие складки в палеозойских и мезозойских отложениях. Исключением является лишь периферия Кам-Юньнаньского горста, где получили развитие надвиги и системы довольно крутых складок. Интересно, что при общей меридиональной ориентировке Кам-Юньнаньского горста и обрамляющих его тектонических и металлогенических зон складки здесь ориентированы в северо-восточном направлении. Среди разноориентированных разломов выделяются разрывные нарушения четырех главных систем: северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений.

Литоогические особенности формаций, отсутствие складчатых дислокаций в период от кембрия до перми или триаса позволяют относить отложения этой области к платформенным образованиям, сформировавшимся в обширной области погружения. Главные дислокации связаны были с блоковыми перемещениями и проявлением глубинных разломов в основном меридионального направления, ограничивающих Кам-Юньнаньский горст. Именно вдоль этих глубинных разломов и оперяющей их сложной зоны разрывов и локализовались пояса мощных пермских базальтовых лав. Глубинные же члены этой базальтоидной серии — интрузивы диабазов, базальтов, а также местами ультраосновных пород, дали начало разнообразным эндогенным рудным месторождениям, формирование которых в главной их части, видимо, относится к перми.

В металлогеническом отношении территория неоднородна и характеризуется поясовым распределением минерализации разного типа и возраста. Эти рудные

металлогенические пояса совпадают с главнейшими тектоническими структурами. Здесь выделяется центральный пояс, в котором месторождения приурочены к метаморфическим толщам докембрия. Характерными его металлами являются железо, медь, свинец и цинк, золото. По периферии пролегают восточный и западный пояса развития минерализации, непосредственно связанные с пермскими базальтами. Среди месторождений преобладают медные, связанные с базальтами, а также железорудные и свинцово-цинковые, тесно ассоциирующие с ними (Hsieh, 1944). Крайние внешние зоны характеризуются развитием эпitherмальных месторождений сурьмы и еще далее от Кам-Юньнаньской оси — ртути, приуроченных к крупным разломам. Таким образом, намечается симметричное распределение металлов относительно центральной Кам-Юньнаньской оси. Система этих поясов протягивается более чем на 600 км в меридиональном направлении.

На юге плато Гедзю характер минерализации резко меняется. Здесь на сравнительно небольшой площади сосредоточены оловянные месторождения, связанные с позднемеловыми гранитами. Этот рудный район находится на непосредственном продолжении восточного сурьмяного пояса, но ограничен от него системой широтных разломов. Некоторые исследователи предполагают, что пояс олово-вольфрамовых месторождений от Гедзю продолжается на восток в широтном направлении и через рудные районы Северного Вьетнама связывается с олово-вольфрамоносной Цзянси-Хунань-Гуансийской зоной.

Таким образом, в этой области активизированной Юньнань-Бирманской платформы сочленяются рудоконтролирующие блоковые сооружения меридионального направления, характерного для рудных провинций Бирмы и Индокитая, и широтного направления, проявленного отчетливо восточнее в рудоносных областях Юго-Восточного Китая.

Далее мы коротко охарактеризуем основные черты металлогении рудных поясов Кам-Юньнаньской металлогенической системы, а затем оловоносную площадь района Гедзю.

Металлогения Центрального метаморфического пояса Кам-Юньнаньской оси

Широкая полоса докембрия, протягивающаяся более чем на 600 км при ширине не менее 100 км, ограничена с востока и запада системами разломов, являющихся каналами для излияния мощных толщ пермских базальтов. Метаморфические породы Кам-Юньнаньской оси, представленные филлитами и известняками в основном синийского возраста, смяты в складки северо-восточного направления. Из магматических пород здесь встречаются перидотиты, образующие единичные маломощные дайки, более широко распространены дайки диабазов и лишь местами встречаются штоки гранитоидов. В целом гранитоиды для этого пояса, как и для всей Кам-Юньнаньской системы, не характерны.

Среди многочисленных рудных месторождений наиболее распространены железорудные. В тесной ассоциации с ними находятся месторождения меди и местами свинца и цинка. Довольно широко распространены золотоносные россыпи.

Железорудные месторождения приурочены к филлитам и сланцам раннесинийского возраста. Они представлены гематитовыми жилами со спекуляритом мощностью до 10 м и протяжением до 400 м. Рудные минералы сопровождаются жильным кварцем, иногда в жилах встречаются цеолиты. Обычно близ месторождений вскрываются обильные диабазовые дайки и редко небольшие штоки гранитоидов. Наиболее интересны подобные гематитовые месторождения группы Имен на юге рудоносной зоны. Севернее в рудных телах больше развит магнетит, обычно мартитизированный (провинция Сиканг). Предполагают, что появление магнетита характеризует более высокую температуру образования железорудных месторождений северной части пояса. Однако имеются сторонники осадочно-метаморфического генезиса некоторых месторождений железных руд в нижнесинийской толще.

С железорудными месторождениями пространственно ассоциируют медно-рудные. Типы минерализации разнообразны. Отмечаются пневматолито-гидротермальные месторождения с вкрапленностью халькозина, борнита, халькопирита в кремнистых известняках (тип Тунчуан). Вместе с тем встречаются сложные по составу медно-полиметаллические месторождения с галенитом, пиритом, халькопиритом, пирротином и сафлоритом. Присутствие последнего генетически сближает эти медно-полиметаллические месторождения с никелевыми, расположенными поблизости. Наконец, здесь проявлены и существенно тетраэдритовые жилы с теннантитом, энаргитом, пиритом, халькопиритом, борнитом, кварцем и кальцитом. Эти сравнительно низкотемпературные жилы имеют полоччатое строение, характеризуются крустификацией и развитием друз. Геохимические особенности роднят их с сурьмяными и мышьяковыми месторождениями региона.

Наряду с эндогенными медными месторождениями встречаются энзогенные в меловых (?) песчаниках, где отмечены горизонты вкрапленных халькозиновых руд. Эти месторождения (Лучан) имеют или первично-осадочное происхождение в замкнутых бассейнах и лагунах, или образованы инфильтрационным путем при циркуляции грунтовых вод в пористых породах. Первичным источником меди считаются расположенные поблизости многочисленные коренные месторождения типа Тунчуана.

С медными месторождениями тесно пространственно и генетически ассоциируют свинцово-цинковые. И те и другие, так же как месторождения железа, видимо, связаны с основными породами. В некоторых медных месторождениях обнаружен станин (Тунчуан), что отражает генетическое родство фемической минерализации Кам-Юньнаньской оси и расположенного южнее силлического оловоносного блока.

Довольно широко распространены оловоносные россыпи, о которых в литературе мало сведений.

Особый тип представляет никелевое месторождение Лимаю с вкрапленностью пирротина и пентландита в дайке перидотитов.

Пояса развития медных месторождений, связанных с базальтами обрамления Кам-Юньнаньской оси

И с востока и с запада меридиональной полосы метаморфид пролегают широкие полосы развития пермских отложений, представленных базальтами (мощность до 1200 м), а также угленосными песчано-глинистыми толщами. С медными месторождениями здесь также сочетаются свинцово-цинково-серебряные и железорудные.

Особенно обильны медные проявления в восточном поясе, протягивающемся к северу от г. Куньминь. Медь встречается: 1) в виде прожилков и тонких жилок в базальтах (халькозин, борнит, халькопирит, пирит); 2) в миндалинах базальтов (халькозин, борнит, халькопирит, кальцит, цеолит, эпидот, битум); 3) в конкрециях среди углистых сланцев.

Тесно генетически с медными связаны свинцово-цинковые месторождения. Некоторые из них (Ломочан, Лутян, Пулоган) интенсивно разрабатывались в древности (Kuo W. K., 1944_{1,2}). Минерализация отмечается главным образом в известняках, в виде пластовых залежей и реже в трещинах жильобразных крутопадающих тел.

Рудовмещающими являются известняки различного возраста — кембрийского или пермского. Предполагается, что эти месторождения подобно медным и железорудным связаны с базальтами. Характерна очень большая глубина зоны окисления (до 100–200 м) с развитием местами богатой серебром зоны цементации (Hsieh, 1944).

Железорудные месторождения, как и в центральном поясе, представлены жилами со спекуляритом.

Рудные месторождения во внешних зонах пологой складчатости

Для этих поясов характерно проявление сурьмы и далее от Кам-Юньнаньской оси — ртути, а также мышьяка в виде реальгара и аурипигмента.

Сурьмяные месторождения располагаются ниже по стратиграфическому разрезу по сравнению с ртутными — в пермских угленосных сланцах и известняках. Преимущественно они локализируются вблизи пояса базальтов, образуя близмеридиональные зоны. Месторождения представлены меридиональными жилами и гнездами антимонита в песчаниках или сланцах нижней части угленосной серии. Иногда встречаются межпластовые зоны вкрапленности в песчаниках и известняках.

Ртутные месторождения, расположенные далее от Кам-Юньнаньской оси, распространены особенно широко в провинции Гуйчжоу. Вмещающими породами являются в основном пермские и триасовые известняки. Оруденение представлено пластовыми или секущими телами, кальцитовыми жилами или вкрапленностью киновари вместе с реальгаром, аурипигментом и антимонитом в известняках. Иногда встречается рассеянная вкрапленность самородной ртути в песчаных сланцах.

В крайних внешних зонах Кам-Юньнаньской системы наряду с ртутными месторождениями встречаются эпитермальные мышьяковые с реальгаром и аурипигментом.

Оловоносный район Гедзю

Крупнейший по запасам и количеству добытого олова рудный район Гедзю занимает очень небольшую площадь — менее 150 км². Он ограничен на юго-западе, северо-востоке и западе региональными разломами и представляет обособленный металлогенический блок с минерализацией, резко отличной от других частей региона. Оловоносный блок находится на продолжении системы меридиональных разломов, ограничивающих с востока Кам-Юньнаньскую метаморфическую ось, и непосредственно продолжает к югу описанную выше зону сурьмяных месторождений восточной окраины Кам-Юньнаньской структуры. Район ограничен с юго-запада Айлаошаньской полосой метаморфических сланцев, вскрывающихся в глубоко врезанной долине р. Красной. Превышение плато Гедзю, сложенного триасовыми известняками, над долиной р. Красной составляет 1800 м, причем этот перепад совершается на очень небольшом расстоянии. С северо-востока район ограничивает впадина р. Мьяндзы. Здесь также известняковое плато круто воздымается вдоль разлома с перепадом рельефа не менее чем 1000 м. Поле развития карбонатных пород среднего триаса на северо-западе и западе граничит по линии северо-восточного направления с областью развития верхнетриасовых терригенных отложений, образующих в общем синклиналию структуру в триасовом комплексе. Однако непосредственной границей оловоносности служит региональный разлом меридионального направления, пересекающий среднетриасовые известняки. Лишь к востоку от него проявлено олово. Описываемая территория представляет высокое нагорье горстообразного типа, характеризующееся слабо всхолмленным рельефом и наличием бессточных котловин и многочисленных карстовых впадин в известняках, которые послужили аккумуляторами оловоносных россыпей. Рудовмещающие известняки имеют мощность не менее 1200 м, подстилаются песчаниками и сланцами палеозоя — перми, карбона и девона и перекрываются верхнетриасовыми угленосными песчаниками и сланцами. Весь комплекс осадочных пород может быть отнесен к образованиям платформенного чехла, причем характерно, что среднетриасовые известняки приобретают на этом участке уже значительно большую мощность, чем северней — в обрамлении Кам-Юньнаньской оси. Триасовые породы смяты в пологие складки северо-восточного направления, часто ундулирующие и образующие куполообразные брахиформные структуры. Складчатые сооружения рассечены системами разломов. Наиболее древним

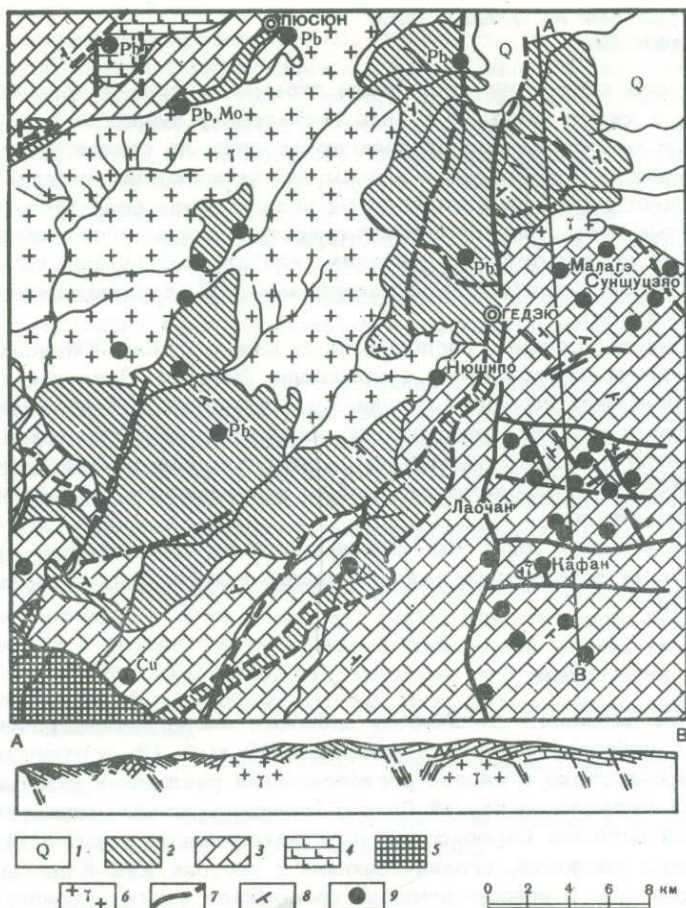


Рис. 57. Оловоносный район Гедзю (Константинов и др., 1969)

1 – аллювиальные и озерные рыхлые отложения, 2 – песчаники и сланцы верхнего триаса, 3 – известняки среднего триаса, 4 – нижнетриасовые красноцветные толщи и серия базальтов (пермь?), 5 – метаморфические породы докембрийского (?) Айлаошаньского комплекса, 6 – верхнемеловые граниты, 7 – разрывные нарушения, 8 – элементы залегания пород, 9 – рудопроявления и месторождения

(Meng, 1937^{1,2}) является разлом северо-восточного направления. Его пересекает региональный разлом Гедзю меридиональной ориентировки, продолжающий систему крупных разломов Кам-Юньнаньской оси. Одновременно со сбросом Гедзю образовались разломы широтного направления, которые особенно ярко выражены к востоку от него и оказывают большое влияние на локализацию рудных полей. Самым молодым является сброс р.Красной северо-западного направления и ему параллельный, ограничивающий плато Гедзю на северо-востоке.

Рудные поля в основном расположены к востоку от меридионального сброса Гедзю, и лишь месторождение Нюшипо, где разрабатываются россыпи, находится к западу от него (рис. 57).

Оловорудные месторождения тяготеют к двум антиклинальным складкам – северной (Малага и Суншущаю) и южной (Кафан и Лаочан). Оруденение приурочено к куполовидным брахискладкам, осложняющим антиклинальные структуры, и тяготеет к массивам верхнемеловых гранитов.

Рудная минерализация разнообразна и в общем показывает определенную зависимость от состава вмещающих пород: в гранитах это – грейзены и квар-

цевые жилы с вольфрамитом, касситеритом и бериллом; на контакте гранитов и известняков – скарновые залежи с наложенным касситерито-кварцевым и сульфидным оруденением; в удалении от контактов – касситерито-сульфидные рудные тела трубчатой, пластообразной или жилообразной формы, среди которых наибольшее значение имеют рудные тела турмалино-сульфидного состава. На периферии рудных полей встречены бессульфидные карбонатно-касситеритовые руды в виде вкрапленности в доломитизированных известняках или собственно сульфидные полиметаллические руды, которые в прошлом разрабатывались на серебро.

Наиболее сложно по составу месторождение Малаге, приуроченное к небольшому гранитному интрузиву. В самих гранитах проявлены грейзены с касситеритом и вольфрамитом непромышленного характера. Главная же продуктивная минерализация расположена в основном в зоне экзоконтакта и приурочена к пересечению крутопадающих зон трещиноватости с четырьмя горизонтами благоприятных для замещения карбонатных пород. Здесь локализируются, с одной стороны, межпластовые залежи и, с другой – трубчатые тела, которые полого падают согласно с вмещающими породами в направлении контакта с гранитами.

Рудные тела окислены на большую глубину (до 400–600 м) по падению рудных залежей. Первичные руды имеют существенно сульфидный, сфалерито-пирротиновый состав и содержат вкрапленность касситерита.

Месторождение Суншущяо локализовано в брахиантиклинальном куполе, осложняющем общую структуру. Гранитный массив обрамляется чехлом скарновых пород с юга, востока и севера. Эта зона развития скарнов образует как бы подкову, обращенную раствором к западу. Оловорудная минерализация локализована в южном звене дугообразной зоны, которая на этом участке прямолинейна и протягивается в близширотном направлении вдоль тектонической трещины на границе известняков и гранитов.

Скарновая полоса имеет зональное строение с диопсидовой зоной около карбонатных пород, диопсидо-гранатовой на контакте и скаполитовой зоной внутри скарновых пород, развивающихся по гранитам. На скарны налагается более поздняя минерализация; кварцево-арсенопиритовая с касситеритом и затем сульфидная, главным образом пирротиновая со сфалеритом, халькопиритом и галенитом.

С разрушением коренных руд Суншущяо связаны делювиально-пролювиальные россыпи, распространенные по крутому склону нагорья от вершины до подножия – до озерной долины Мынцзы. На вершине плато имеются карстовые карманы с делювиально-аллювиальными россыпями. В озерных отложениях долины Мынцзы концентрируются оловоносные пески значительной мощности (Константинов и др., 1969).

Южная группа месторождений также приурочена к антиклинальной складке северо-восточного направления. Здесь расположены интересные в генетическом отношении месторождения Кафан и Лаочан. Месторождение Кафан приурочено к небольшому выходу гранитов. Оно также является примером зависимости характера минерализации от вмещающих пород и удаленности от активной интрузии. В самих гранитах встречены кварцевые жилы с бериллом, сподуменом и турмалин-флюоритовые жилы с вольфрамитом и бериллом, а также касситеритом; на контактах локализируются скарны и своеобразные апокарбонатные грейзены, сложенные турмалин-флюоритовыми породами. В скарнах и мраморизованных известняках в качестве более поздних образований находятся турмалино-сульфидные рудные тела с касситеритом, в удалении же от гранитов встречаются метасоматические карбонатно-касситеритовые пластовые тела, возникшие в результате избирательного замещения прослоек доломитизированных известняков. Касситерит ассоциирует с кальцитом, гематитом (?). Эти слабо оловоносные породы с бедным содержанием олова питают наряду с другими рудными телами россыпи. Южнее находятся уже собственно полиметаллические месторождения, которые в прошлом разрабатывались на серебро.

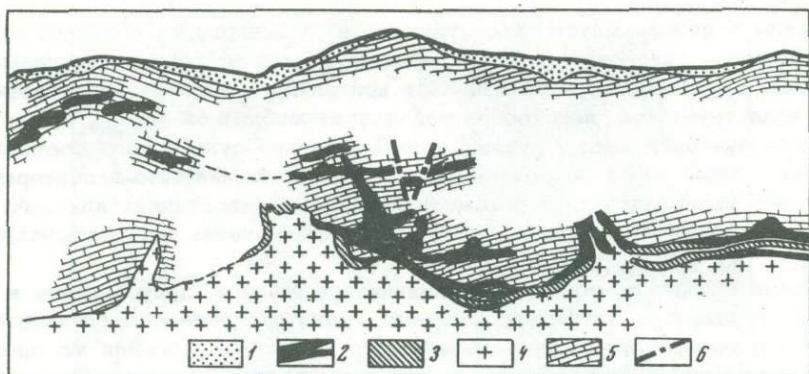


Рис. 58. Разрез месторождения Лаочан, район Гедэю

1 - оловоносные четвертичные отложения, 2 - руды, 3 - скарны, 4 - граниты, 5 - известняки, 6 - тектонические нарушения

Месторождение Лаочан (рис. 58) расположено к северо-востоку от Кафана на погружении антиклинальной складки близ системы широтных разломов. Здесь проявлены разрывы и северо-западного направления. Гранитный массив на этом участке не выходит на поверхность и вскрыт лишь горными работами. Он имеет почти горизонтальную верхнюю поверхность куполовидного выступа, которая осложняется дайкообразными крутыми апофизами, ответвляющимся по крутопадающим трещинам. По контакту гранитов и известняков, которые тоже здесь имеют очень пологое падение, локализована скарновая залежь, заключающая пластообразные тела сульфидных руд. От этой пологой залежи по восставию отходят крутые тела, осложненные почти горизонтальными пластовыми ответвлениями по некоторым горизонтам известняков, благоприятным для замещения. Таким образом, общая структура рудного тела отражает влияние крутых и пологих тектонических элементов и представляет сочетание крутых жиллообразных тел и отходящих от них многоярусных пластовых апофиз. Руды окислены на значительную глубину. Наибольший интерес в отношении оловоносности имеют турмалино-касситерито-сульфидные руды. Местами же рудные тела сложены массивным пирротином. Помимо метасоматических тел на месторождении имеются зоны с турмалино-сульфидными прожилками северо-восточного направления, отмечающими область повышенной трещиноватости, которая оказала влияние и на локализацию жиллообразных и трубчатых тел. Турмалино-сульфидные прожилки пересекают скарны. Иногда они имеют симметрично-полосчатое строение и заключают в зальбандах полевой шпат, затем темный турмалин, а в осевой части сульфиды. Их, может быть, можно рассматривать как своеобразные пегматоидные образования с наложенной сульфидной ассоциацией. В составе собственно сульфидных руд преобладающим минералом является пирротин.

Значение сравнительно небольшого по площади рудного района Гедэю обусловлено не только масштабами первичных месторождений, но в значительной мере исключительно благоприятными условиями россыпеобразования. Преобладающая часть олова здесь добывается из россыпей различного типа - аллювиальных, элювиальных, - особенно богатых в карстовых пустотах на поверхности известняков, в бессточных котловинах высокого известкового нагорья Гедэю. Шлейф распространения касситерита идет вдоль крутого северного склона плато до долины Мынцзы, где уже тонкозернистый касситерит распределен в мощной толще озерных осадков.

Кроме касситерита в россыпях встречается церусит. Церуситовые россыпи представляют своеобразный только здесь установленный тип свинцовых месторождений.

К востоку от Гедэю проявления вольфрама известны в рудной площади Вьеншань, а далее на юго-восток - также и олова в рудных районах Северного Вьетнама (Чеботарев, Ле Ван-кы, 1960).

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ИНДОКИТАЯ, ОСТРОВОВ ИНДОНЕЗИИ И ФИЛИППИН

ТАИ-МАЛАЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Эта обширная рудная провинция граничит с Южно-Китайской по разлому р. Красной, вдоль которой протягивается Айлaoшаньская метаморфическая зона. Она занимает обширные территории, включая Бирму, Таиланд, Лаос, Камбоджу, Вьетнам, Малайзию и продолжается на острова Индонезии и Филиппинского архипелага. Главными составными частями ее является Индосинийский древний массив, слагающий восточную часть Индокитайского полуострова, и Бирма-Малайская складчатая зона, ориентированная в меридиональном направлении на 3000 км, заключающая знаменитый вольфрамо-оловянный пояс юго-востока Азии. Некоторые исследователи (Hosking, 1969) считают, что эта геосинклиналь была заложена еще в раннепротерозойское время. Другие (Burton, 1969) датируют время заложения геосинклинали поздним кембрием. Очевидно, докембрийский возраст имеют также метаморфиды Конгумского блока, представляющие выход на поверхность Индосинийского древнего щита. На значительной части этот щит перекрыт платформенными образованиями триаса, юры и мелатак называемой формации Корат.

Особый морфоструктурный и палеогеологический элемент представляет плато Шань, расположенное в северо-восточной Бирме и Верхнем Лаосе, сложенное в значительной части разреза длительно формировавшимися карбонатными толщами, которые с перерывами отлагались от силура до перми. Этот устойчивый блок относительно воздымания огибается ветвями складчатого пояса, которые меняют на этом участке свое направление, с отклонением западной ветви в северо-западном направлении, а восточной — в северо-восточном.

На тектонической карте Евразии, а также на тектонической карте Индокитая (Постельников и др., 1964) Бирма-Малайская складчатая область отнесена к мезозойским структурам. Однако открытие за последние годы крупных интрузий палеозойского и триасового возрастов позволяет подойти к пересмотру этого представления и предполагать, что основные складчатые сооружения оформились уже в палеозое (Кудрявцев и др., 1969). По новым данным, получившим отражение на геологической карте Таиланда, в Бирма-Малайской геосинклинали имеются отложения почти всех геологических периодов палеозоя. Наиболее древними являются кембрийские песчаники, кварциты и сланцы. Отложения ордовика представлены известняками, переслаивающимися с известковыми и песчанистыми сланцами. В конгломератах этой толщи встречаются гальки кварцита и гранита, которые, как считает Бартон, возможно, сносились с Индийского щита. Эти самые древние образования вскрываются в ядрах антиклиналей, особенно на севере Таиланда, на участке общего воздымания структур.

Выше залегает мощная серия терригенных палеозойских пород, развивавшаяся от силура до карбона. Эти главные отложения Бирма-Малайской геосинклинали составляют основную мощность разреза. Они слагают крылья антиклиналей, перекрывая выходы нижнего палеозоя. Породы этого комплекса прорваны крупными раннекарбонными гранитными массивами, которые образуют почти непрерывную цепочку на Западном Таиланде, протягиваясь на сотни километров.

Как отмечалось, восточнее, в пределах плато Шань, на смену терригенным фациям появляются мощные карбонатные. От этих отложений часто угловым несогласием отделены известняки карбона и перми, составляющие формацию Ратбори.

Карбонатные толщи этой формации слагают крылья антиклиналей. Они образуют почти непрерывную цепь выходов по восточной окраине Бирма-Малайской зоны, обрамляя с востока выходы ниже-среднепалеозойских терригенных отложений. В пределах Индокитайского полуострова они встречаются также и значительно восточнее, вскрываясь под молодыми отложениями формации Корат в пределах меридиональной зоны.

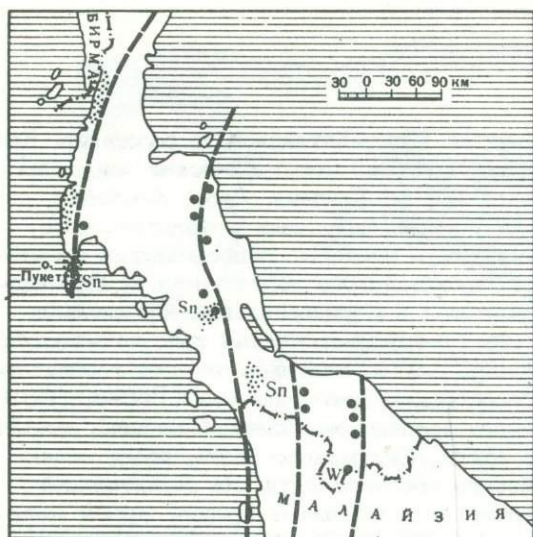


Рис. 59. Цепочки месторождений олова и вольфрама в Таиланде, ориентированные под углом к границам полуострова и срезаемые береговой линией (Ahlfeld, 1958)

В раннем триасе был перерыв осадконакопления, видимо, сопровождающийся внедрением гранитов и формированием покровов порфиров. Затем произошло новое погружение с образованием морских сланцев и конгломератов и массивных известняков. Это кратковременное погружение завершилось складчатостью, в результате которой оформилась современная структура области. Триасовые

отложения вскрываются в синклиналиях системы палеозойских складок, а также слагают выступы в поднятиях горизонтально лежащих триасово-юрских и более молодых отложений континентальной формации Корат, представляющей образования платформенного чехла. Триасовая складчатость сопровождалась внедрением гранитов, широко распространенных в Таиланде, а также в Малайзии. Как считают тайландские геологи, именно эти граниты наиболее распространены в восточной части рудоносной области. Триасовые граниты нередко локализуются по обрамлению массивов карбонатовых гранитов, составляя вместе с ними сложные полихронные интрузивные комплексы. Эти граниты представлены грубо порфировидными разностями с крупными вкрапленниками полевых шпатов. В Таиланде с этими гранитами связывают значительную часть оловоносных пегматитов, которые служат важными источниками поступления касситерита в россыши.

Вместе с тем в западной части Таиланда отчетливо устанавливаются и более молодые поздне меловые граниты, которые образуют цепочку удлинённых массивов, протягивающихся вдоль побережья Малакского полуострова. Возраст этих гранитов около 100 млн. лет определяется как поздний мел. Характерными представителями их являются граниты о. Пукет, где происходят крупные разработки наземных и морских россыпей. Гранитные массивы образуют меридиональные цепочки, которые секут под острым углом Малакский полуостров и скрываются частично под водами моря (рис. 59).

На территории Индокитайского полуострова устанавливается металлогеническая зональность. На западе, вдоль Бирма-Таи-Малайской терригенной миогеосинклинали пролегает пояс вольфрамовых месторождений.

Интересным структурно-металлогеническим элементом является продолжение меридиональной зоны полиметаллических и сурьмяных месторождений, которая прослеживается непосредственно из Южного Китая, продолжая "сурьямную" линию левобережья р. Меконг. Она отмечает собой крупный меридиональный разлом. В пределах плато Шань на продолжении этой тектонической зоны располагается крупнейший каньон. Восточнее, на участках, где широко развиты карбонатные отложения, проявляется полиметаллическое оруденение, а еще далее к востоку за депрессией р. Менам прослеживается меридиональный медный пояс. Он протягивается на север до Айлаошаньского блока метаморфических пород и является как бы продолжением меденосной меридиональной зоны Кам-Юньнаньской оси, но несколько смещенным к западу. В пределах этой зоны известны пока малоизученные проявления меди в вулканических породах и осадочных толщах, представленные прожилковыми зонами и жилами. Предполагается, что здесь могут быть открыты месторождения медно-порфировых руд. Наряду с медью известны свинец и цинк, а также золото.

Наложенную структурно-металлогеническую зону северо-восточного направления подчеркивает цепочка массивов ультрабазитов, расположенная на продолжении тектонической зоны северо-восточного направления, протягивающейся далеко к северо-востоку до изгиба бассейна р. Яньцзы. На юге цепь интрузий поворачивается в близмеридиональном направлении вдоль меридионального меденосного пояса, контролирующегося системой меридиональных разломов.

Отмеченное поясовое строение описываемой области, таким образом, определяется дифференциацией ее на серию зон различного типа развития, характеризующегося разными комплексами осадочных и магматических пород. Вместе с тем важное влияние на расположение некоторых структурных элементов оказывают региональные разломы, главным образом меридионального направления, которые протягивались через всю область, развивались длительно и в свое время определяли заложение Бирма-Малайской геосинклинали, обрамляющей Индийский кристаллический щит.

Остановимся подробнее на знаменитых оловоносных районах этой области и закономерностях их распространения.

Таи-Индонезийская оловоносная провинция протягивается в виде широкого пояса меридионального направления больше чем на 3000 км от Бирмы и Лоса на севере через Таиланд, Малайзию до островов Индонезии. Этот подвижный пояс с неоднократным проявлением геосинклинали осадконакопления, магматизма и минерализации обрамляется на востоке Индокитайским щитом, а на западе, как предполагает С.Бартон, в прошлом соприкасался с Индийским щитом, тяготея к системе крупных меридиональных разломов, определивших здесь изгиб складчатого Средиземноморского пояса и сочленения его с Тихоокеанским подвижным поясом. Подвижный пояс развивался длительно. К.Ф.Г. Хоскинг (Hosking, 1969) предполагает здесь существование еще раннепротерозойской геосинклинали. Реликты геологического образования этого древнейшего цикла отражены в обломках гнейсов, в гальках кварца, в конгломератах нижнего кембрия (Geology of the Malay Peninsular, 1973).

Раннепалеозойская геосинклинали представляет, по Бартону (Burton, 1969), звено Перигондванской системы прогибов. Нижнепалеозойские осадки начинаются с серии мощных мономинеральных кварцитов нижнего кембрия, которые сменяются карбонатными породами ордовика. Девонские отложения представлены формациями эвгеосинклинали типа с вулканитами, а также флишевыми толщами, в составе которых участвуют и продукты разрушения более древних гранитов, возможно, снесенных с территории Индостанского щита. В раннекарбонное время проявилась главная фаза варисской складчатости, сопровождающаяся внедрением многочисленных массивов гранитов. Местами эти массивы внедрились в ядра антиклиналей и окружены оболочкой наиболее древних пород. Эти "древние" раннекарбонные граниты имеют широкое развитие на северо-западе Таиланда, протягиваясь вдоль границы его с Бирмой, а также в пределах Малаккского полуострова на территории Малайзии. Граниты перекрываются трансгрессивно триасовыми отложениями. Их карбонный возраст подтверждается геохронологическими данными.

Позднепалеозойское время отмечено воздыманием территории, формированием мелководных фаций, среди которых значительную роль играют карбонатные породы от раннекарбонного до пермского возраста, сменяющиеся иногда субаэральными вулканитами.

Новые погружения произошли в триасе, когда в обширных трогах возобновилось отложение карбонатных пород. Затем в позднем триасе происходит осушение геосинклинали, складчатость, сопровождаемая внедрением гранитов.

Характерно, что триасовые граниты, очень широко распространенные как на территории Таиланда, так и Малайзии, пространственно обычно совпадают с гранитами каменноугольными, тяготея к тем же самым разломам и зонам воздымания.

Триасовые интрузии представлены характерными крупнопорфировыми (до гиганто-порфировых) разностями биотитовых гранитов. Идиоморфные вкрапленники светлого полевого шпата (до 2-4 см в поперечнике) цементируются

мелкозернистой массой, состоящей из олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Иногда по ксенолитам вмещающих пород развиваются роговообманковые граниты и диориты, образующие местами широкообразные обособления. Повышение основности гранитоидов отмечается также иногда в контакте с карбонатными породами. В краевых частях массивов проявляются мелкозернистые разности. Характерно, что зона перекристаллизации и термального изменения пород экзоконтакта обычно незначительна, особенно в молодых (триасовых) отложениях.

Предполагают, что оловоносность связана с раннекаменноугольными, триасовыми и поздне меловыми гранитами (Braun, 1969). Проведенные за последние годы определения абсолютного возраста изверженных пород дают большой разброс значений. Используя их, Бартон (Burton, 1969) говорит о семи циклах внедрения гранитоидов в пределах Таи-Малайзийской подвижной зоны: 1) докембрийском, 2) раннекарбонатовом, 3) раннетриасовом, 4) поздне триасовом, 5) позднеюрско-раннемеловом, 6) среднемеловом, 7) поздне меловом - раннетретичном. Из них оловоносными он считает циклы второй, третий и пятый, в то же время предполагает, что циклы шестой и седьмой могли вызвать ремобилизацию ранее сформированных оловоносных проявлений.

В пределах Малайзии устанавливается три металлогенические зоны: Западная, Центральная и Восточная.

Западная зона - главный оловоносный пояс - приурочена к миогеосинклинали. Она характеризуется развитием кислых гранитов, обогащенных летучими, сопровождающихся минерализацией. Центральная зона, приуроченная к эвгеосинклинальной полосе развития вулканитов серии Паханг осевой части Малаккского полуострова, заключает массивы роговообманковых гранитов. Для этой зоны характерны проявления золота, молибдена, свинца и цинка. Восточная зона, протягивающаяся по побережью Сиамского залива, совпадающая с поднятием в эвгеосинклинали, снова заключает массивы биотитовых гранитов, сопровождающихся оловоносностью. Гранитоиды этой области уже менее кислые и менее дифференцированные; соответственно и оловянное оруденение не столь интенсивно.

Наиболее богаты оловом в главной Восточной зоне поздние продукты дифференциации - щелочные граниты и лейкограниты, образующие небольшие купола. Оловоносные граниты в отличие от неоловоносных заключают повышенное содержание олова.

Оловорудные месторождения находящиеся преимущественно в приконтактовой части гранитных массивов, где широко развиты грейзены, кварцевые жилы и прожилки, местами пегматиты. Граниты содержат рассеянную оловянную вкрапленность, особенно пегматоидные разности апикальных частей куполов, представляющие продукт пневматолитовой и гидротермальной переработки гранитов. Граниты нередко грейзенизированы, турмалинизированы особенно в куполовидных выступах массивов или вдоль ослабленных тектонических зон. Довольно широко развиты также пегматиты, являющиеся местами основным источником питания оловоносных россыпей. Прожилковые зоны, штокверки, сопровождаемые мусковитизацией и серицитизацией, проявляются также и в кровле среди алюмосиликатных пород, в то время как среди карбонатных пород широко развиты скарны, иногда с наложенным оловянным оруденением и нередко встречаются касситерито-сульфидные и оловосодержащие полиметаллические месторождения (Hosking, 1969).

Коренные месторождения этой провинции, давшие наибольшее количество олова среди других провинций мира, еще очень слабо изучены. Считается, что их практическое значение относительно невелико, но, вероятно, это мнение ошибочно, как отмечают многие исследователи (Hosking, 1969, Burton, 1969). Обилие легко добываемого россыпного олова не стимулировало детальных исследовательских работ. Подземной разведки большинства месторождений не проводилось. Характеристику оловянных месторождений Таиланда приводят Брун (Braun, 1969), Малайзии - Хоскинг (Hosking, 1969).

Остановимся коротко на характеристике наиболее широко распространенных типов месторождений.

Пегматиты

Пегматиты, видимо, довольно широко распространены среди других оловорудных проявлений. Например, в некоторых рудных районах Таиланда 95% олова добывалось из россыпей, образованных при разрушении пегматитов (Aranyakanon Panyome, 1969). Обычно пегматитовые тела не отличаются большим размером. Иногда это трубообразные залежи или дайки. Пегматиты обычно сложные, изредка в них устанавливается графическая структура, но чаще пегматиты изменены последующими процессами. Помимо касситерита, в них встречаются тантало-ниобаты, берилл, лепидолит, которые местами добываются попутно. Касситерит образует в пегматитах крупные кристаллы до 2–4 см в поперечнике. Некоторые пегматитовые тела в Таиланде и в Малайзии обрабатывались в коренном залегании.

Кварцево-полевошпатовые жилы

Кварцево-полевошпатовые жилы, довольно широко распространенные, иногда ошибочно причисляют к пегматитам, но они, несомненно, представляют гидротермальные образования. Эти жилы сопровождаются дайками аплитов. Они содержат иногда богатые гнездообразные обособления касситерита, но по размерам обычно невелики.

Грейзены и кварцевые жилы

Это, видимо, наиболее широко распространенный тип оловорудных проявлений. Обычно рудные тела невелики по размерам и быстро выклиниваются по простиранию и по падению. Мощность жил также невелика, но нередко в маломощных жилах встречаются богатейшие концентрации касситерита. Так, из россыпей добыты крупные плиты сплошного касситерита мощностью до 20 и более сантиметров и весом в 0,5 т каждая. Эти обломки поступили, должно быть, в элювий за счет разрушения мономинеральных касситеритовых жил.

Кварцевые жилы в гранитах обычно сопровождаются грейзенизацией, причем эти грейзены также несут вкрапленность касситерита. Иногда же касситерит в грейзенах отсутствует и встречается только в секущих кварцевых жилах. Предполагается, что в этих случаях грейзенизация прошла раньше формирования оловоносных кварцевых жил и прожилков.

В некоторых гранитных массивах встречаются зоны слюдяного и слюдяно-топазового бескварцевого грейзена (рудник Сом Пан – провинция Рононг, Таиланд). К грейзеновому типу условно могут быть отнесены и измененные граниты с вкрапленностью касситерита, обычно турмалинизированные, мусковитизированные, альбитизированные, каолинитизированные и силифицированные. В результате этих преобразований возникают мелкозернистые разновидности гранитов, отличные по структуре от исходных крупнозернистых, иногда порфирированных пород. Изменения такого типа особенно интенсивны в куполах гранитных штоков. Подобные минерализованные граниты, особенно при их интенсивном выветривании, доставляют обильный материал для россыпей, и в том числе – морских (о. Пукет).

Проявления кварцевой формации развиты и над гранитными куполами в виде прожилковых зон и штокверков, слагающихся из серии кварцевых прожилков с касситеритом, иногда с вольфрамитом.

Размеры рудных тел месторождений и рудопроявлений касситерито-кварцевой формации обычно невелики. Это маломощные жилы и прожилки, быстро выклинивающиеся как по простиранию, так и по падению. Однако обилие этих новообразований в апикальных частях массивов обуславливает значительное обогащение их оловом. Именно за счет разрушения этих рассредоточенных мелких, но исключительно обильных рудопроявлений, насыщающих породы в приконтактной зоне гранитных массивов, происходит образование богатейших и весьма крупных россыпей, столь типичных для Таи-Малайзийской рудной провинции.

Оловоносные скарны

Скарны в этой рудной провинции, характеризующейся широким развитием известняков, встречаются часто, но они далеко еще недостаточно изучены. Залегают скарновые залежи в экзоконтакте гранитных массивов среди карбонатных пород чаще там, где они вмещают прослойки алмосиликатных пород. Широко распространены они в округе Яла на юге Таиланда, а также в рудоносном округе Кинта Малайзии. Скарны содержат олово как в виде касситерита, обычно наложенного в позднюю гидротермальную стадию на комплекс ранних силикатов и магнетита, так и в составе разнообразных силикатов. Так, по имени Малайской провинции получил свое название впервые здесь открытый малаит. Олово присутствует в составе андрапита (до 1,6%), манганаксинита (0,3%).

С касситеритом ассоциирует арсенопирит, шеелит, а более поздние стадии минерализации содержат халькопирит, сфалерит и галенит.

Хорошо известно и давно описано своеобразное тремолитовое трубчатое тело Беатрис-Майн с обильными сульфидами и касситеритом. Минерализация здесь сопровождается флюоритом, который развивается по тремолиту. Из рудной залежи Беатрис-Майн добыто более 9 тыс. т олова.

Крупным скарновым месторождением является Пиниок (округ Яла, Таиланд), где оруденение проявлено на границе гранитов и известняков. Метасоматические тела, развивающиеся по кварцитам и сланцам, переслаивающимся с известняками, близ контакта с гранитом, несут более позднюю гидротермальную минерализацию в виде кварц-касситеритовых жил и прожилков, а также более поздних сульфидных обособлений.

Известны и другие многочисленные месторождения среди карбонатных пород, в которых касситерит ассоциирует с магнетитом. К таким, в частности, относится Пелипах Канан (провинция Джохор, Малайзия). Здесь среди роговиков, лежащих над гранитами, известно метасоматическое тело магнетита, в значительной степени превращенного в мартит. В роговиках проявлены также серии оловоносных кварцевых жил, которые пересекают железные руды. Касситерит ассоциирует с магнетитом, гематитом и сульфидами.

Касситерито-сульфидные месторождения

Касситерито-сульфидные месторождения и переходные к ним, видимо, довольно широко распространены в рудной провинции, но им до сих пор уделялось недостаточное внимание и они слабо освещены в литературе.

К этому типу в Малайзии можно отнести месторождение Букит Бесся (Тренггану). Здесь развиты массивные пирротиновые руды с мелкими включениями касситерита. По-видимому, это месторождение уже типично гидротермальное касситерит-сульфидное.

Крупным месторождением является рудное поле, эксплуатируемое компанией Паханг Консолитэйтед Майн. Здесь известны жилы сложного состава, распространяющиеся на значительную глубину в зоне экзоконтакта гранитного массива. Рудные тела полого склоняются на восток параллельно контакту гранитного массива и разрабатываются до глубины более 300 м. Минерализация развивалась длительно, причем касситерит образует несколько генераций.

Наиболее широко развит парагенезис касситерита с арсенопиритом, пирротином, сфалеритом (содержащим халькопирит в продуктах распада), халькопиритом, сфалеритом (без продуктов распада) и галенитом. Неоднократно отлагался в рудах кварц, в значительных количествах присутствует хлорит, отлагавшийся вскоре после касситерита. Жильные трещины в процессе формирования руд неоднократно приоткрывались, что обусловило развитие брекчиевых текстур. Какой-либо температурной зональности здесь не устанавливается.

Типичным представителем касситерит-сульфидной формации является недавно разведанная жила Мансон в разрабатывавшемся рудном поле близ Сунгей Кетугонг. Жила содержит характерную для касситерито-сульфидных месторождений ассоциацию с определенной последовательностью отложения минералов: касситерит - арсенопирит - пирит - пирротин - сфалерит - халькопирит -

станий – мангансидерит – агвилорит – галенит – марказит. Жильные минералы – кварц, отлагавшийся длительно в нескольких генерациях, и позднее – кальцит. Жила Мансон залегает на контакте известняков (в лежащем боку) и туфов (в висячем боку). Ближайшее обнажение гранита находится в 2 км от месторождения.

К переходному типу от касситерито–кварцевой к касситерито–сульфидной формации, вероятно, можно отнести месторождение Маучи в Бирме. Рудник расположен на гребне хребта, сложенного гранитным куполом, который пересекает аргиллиты и более молодые известняки. Здесь известно более 60 жил. Мощности их невелика, редко более метра. Жилы секут гранитный массив в его апикальной части и переходят в аргиллиты, не проникая в перекрывающие их известняки. Граниты в апикальной части массива сильно турмалинизированы, иногда содержат касситерит в промышленных концентрациях. В жилах касситерит ассоциирует с турмалином, вольфрамитом, шеелитом, пиритом, арсенопиритом и в меньшей степени с галенитом и халькопиритом. Касситерит и вольфрамит образуют такие тесные сростания, что разделяются лишь химически. Минерализация прослежена до 150 м по вертикали. Жилы несут определенные признаки телескопирования с проявлением обратной зональности (Hosking, 1969), высокотемпературные минералы часто встречаются сверху, а низкотемпературные – на глубине.

За период с 1904 до 1909 г. здесь добыто 24 991 т концентратов, содержание олова и вольфрама в руде – 2,3%, причем олова в два раза больше, чем вольфрама.

Россыпи

Главным источником олова в Малайзии до сих пор являются россыпи, образованные за счет разрушения разных типов месторождений, главным образом мелких касситерито–кварцевых рудопоявлений, минерализованных гранитов и местами широко распространенных оловоносных пегматитовых жил. В меньшей степени, видимо, поступал касситерит в россыпи из месторождений скарнового типа и касситеритово–сульфидных жил и труб.

Начало образования россыпей относится к плиоцену. Однако главные запасы сосредоточены в современных россыпях молодой дренажной системы. Россыпи, интенсивно разрабатывавшиеся с начала текущего столетия, в наиболее богатой их части уже исчерпаны, и теперь разрабатываются более бедные россыпи путем применения современной техники. В настоящее время добыча в основном механизирована с применением драг и насосов. Местами перерабатываются хвосты старых разработок.

Аллювиальные россыпи иногда непосредственно переходят в элювиальные, а на глубине оловоносный элювий переходит в глубоко разрушенные верхние части коренных месторождений. Мощные зоны прожилков и штокверков в разрушенных гранитах, а также крупные трубчатые тела минерализованных каолинизированных гранитов разрабатываются открытым способом.

Большое внимание в последнее время уделяют морским россыпям, которые имеют промышленное значение и разрабатываются на западном побережье полуострова и на о. Пукет и др.

Источником олова здесь являются минерализованные граниты, разрушенные в результате интенсивного выветривания, многочисленные пегматитовые жилы и кварц–касситеритовые прожилки, образующие штокверки. Морские россыпи обычно далеко не удаляются от берегов и коренных источников размыва (чаще менее 1 км от береговой линии). Однако в тех случаях, когда под морскими водами скрывается продолжение минерализованных оловоносных гранитов, россыпи протягиваются далее. Очевидно, они возникают здесь также путем морской абразии скалистого дна. Местами в море непосредственно находят продолжение долинной россыпи, погруженной под воду при повышении уровня океана.

Интенсивное образование россыпей, по Бартону (Burton, 1970), обусловлено исключительно благоприятным сочетанием геологических, геоморфологичес-

ких и климатических условий. Обильные и богатые касситеритом рудопроявления, приуроченные к апикальным частям гранитных массивов, представляют практически неисчерпаемый источник питания россыпей. В первичных рудах, рассеянных в большом объеме, сосредоточены, вероятно, многие миллионы тонн олова, и хотя в коренном залегании большая часть этих резервов не является промышленной, исключительное сочетание геоморфологических условий обуславливает большие вторичные концентрации касситерита в россыпях.

Как отмечает Бартон (Burton, 1970), эрозия, начавшаяся с плиоцена, вскрыла уже на достаточную глубину верхнюю оловоносную зону, расположенную в апикальных частях гранитных массивов. Процессы выветривания во влажной тропической зоне протекали весьма интенсивно и проникали глубоко, что содействовало интенсивному разрушению оловоносных пород. В то же время понижение базиса эрозии, связанное с ледниковым периодом, обусловило развитие глубоко врезанной речной сети, что подготовило условия для концентрации рыхлых отложений.

Количество олова в россыпях измеряется миллионами тонн, и только за 60 лет разработки малайские россыпи дали более 2,5 млн. т олова, а это, наверное, лишь малая часть всех заключающихся в россыпях ресурсов. Мощности некоторых оловоносных отложений, например слоя Гопенга, измеряются несколькими десятками метров. Наряду с россыпями современной речной сети имеются и погребенные, еще не затронутые изучением, не говоря о морских россыпях, которые только недавно начали разведывать. Можно предполагать, что по мере истощения россыпей все большее внимание будет уделяться и коренным источникам оруденения, которые, судя по геологическим данным, также могут иметь большое практическое значение и среди них, в первую очередь жилы, приуроченные к крупным разломам и относящиеся к касситеритосульфидной формации.

Как отмечалось, Таи-Малайская провинция изучена еще далеко не достаточно и имеются противоречивые мнения по ряду важнейших вопросов геологии олова в этом районе Юго-Восточной Азии. С развитием геохронологических исследований вместо ясности по вопросу о генезисе и времени проявления оловянной минерализации высказываются прямо противоположные суждения. Так, Хоскинг — профессор из Малайзии считает, что оловородные месторождения связаны в основном с карбоновыми и триасовыми гранитами, которые проявлялись на заключительных этапах развития соответствующих геосинклиналей и, таким образом, являются синорогенными, отвечающими средней стадии развития геосинклинальных зон Ю.А. Билибина.

Бартон утверждает, что граниты внедрялись здесь по меньшей мере в 7 этапов, начиная с докембрия (?) и кончая третичным временем. Он полагает, что олово приносилось неоднократно в связи с карбоновыми, триасовыми и позднеюрскими-раннемеловыми гранитами. Внедрение гранитов других эпох могло способствовать мобилизации и перегруппировке олова с повторным приносом его. Обилие коренных месторождений Бартон считает результатом многократной интрузивной деятельности с повторным перемещением, ремобилизацией олова и концентрацией его в приконтактовых зонах массивов. В отличие от этих исследователей тайландские геологи утверждают, что главные носители олова — позднемеловые граниты, особенно широко развитые в западной части провинции по западному побережью полуострова.

За последние годы получены новые данные, согласно которым Малайзия представляет собой полициклическую рудную провинцию с неоднократным внедрением гранитных интрузий и оловянного оруденения. Устанавливается приуроченность разновозрастных интрузий к одним и тем же зонам повторной магматической активности, видимо, отмечающим разломы глубокого заложения. Подтверждается вывод о преимущественной приуроченности олова к миогеосинклинальным зонам и связи его с кислыми наиболее поздними производными гранитных интрузий. В то же время золото связано с гранитоидами повышенной основности, в зоне вулканитов.

Новыми являются также сведения о довольно широком развитии касситерито-сульфидных месторождений среди карбонатных толщ, широко развитых в Малайской рудной провинции. Местами они встречаются и среди алюмоликатных осадочных пород, тяготея к крупным разрывным нарушениям.

Таким образом, в Малайзии и Таиланде повторяется геологическая обстановка развития оловянных месторождений, характерная для южных провинций Китаи: в гранитах широко развиты месторождения касситерито-кварцевой и пегматитовой формаций; в известняках в связи с теми же гранитными интрузиями широко распространены касситерито-сульфидные месторождения.

ИНДОНЕЗИЯ

Острова Индонезии имеют сложное строение, обусловленное длительным развитием структур. Фундамент островных сооружений Индонезии образуют породы верхнего палеозоя и кристаллические сланцы неизвестного возраста. Структура некогда обширной континентальной области, существовавшей на месте современной островной системы, была гетерогенной. Здесь продолжались складчатые сооружения Бирма-Малайской миогеосинклинальной зоны, прослеживающиеся на о. Банка и др. Эта миогеосинклинальная зона, выклинивающаяся в пределах Индонезии, относится к осевой части Индонезийской островной системы. К западу от нее располагалась эвгеосинклиналь юго-запада островов Суматры и Явы, а восточнее — эвгеосинклиналь островов Калимантан и Сулавеси, смыкающаяся с Филиппинской.

Сочетание зон различного типа — миогеосинклинального с гранитами и эвгеосинклинального с ультрабазитами, основными и средними вулканитами и гранитоидами повышенной основности обусловило сложную и разнообразную металлогению Индонезийской рудной провинции (рис. 60).

В миогеосинклинальной зоне среди терригенных пород развиты кислые оловоносные граниты триасового или юрского (Katili, 1967) возраста, сопровождающиеся месторождениями олова. Здесь широко развиты кварцевые жилы и штокерки, являющиеся главным источником олова в россыпях.

К скарновому типу относится пластообразное тело месторождения Клаппа Кампит на о. Банка в Индонезии. Рудные тела этого месторождения сложены амфиболо-пироксен-гранатовым скарном с магнетитом, касситеритом и сульфидами. В ассоциации с касситеритом в рудах участвуют магнетит, пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, висмутин, самородный висмут; из жильных минералов — флюорит, турмалин, биотит, хлорит, кварц и сидерит. Предполагают, что месторождение возникло в результате замещения известковистых пород, причем источником оруденения служили скрытые на глубине граниты.

По вертикали рудные залежи месторождения Клаппа Кампит прослежены на 400 м. Перед второй мировой войной ежемесячно из этого месторождения добывали 240 т олова.

Эвгеосинклиналь северо-западной части островов Явы и Суматры, представлявшая, по Ван-Беммелену (1957), краевой геосинклинальный прогиб, характеризуется развитием офиолитов с крупными массивами гипербазитов. Она характеризуется неоднократным проявлением вулканитов, главным образом основного и среднего составов, на поздних этапах (третичное время), формировавшихся в наземных условиях. Широко распространенные третичные гранитоиды этой зоны характеризуются чаще повышенной основностью (кварцевые диориты, гранодиориты и роговообманковые граниты) и формировались, по мнению Ван-Беммелена (1957), путем замещения андезитов. Эта зона включает многочисленные проявления золота и меди. Процессы минерализации продолжаются и в настоящее время. Так, в глубоком барранкосе потухшего вулкана Савал (Западная Ява), на глубине 500–600 м, ниже верхней их кромки пропилизитизированные пироксеновые андезиты секутся сульфидными жилами, содержащими серебро, медь, цинк, свинец и немного золота.

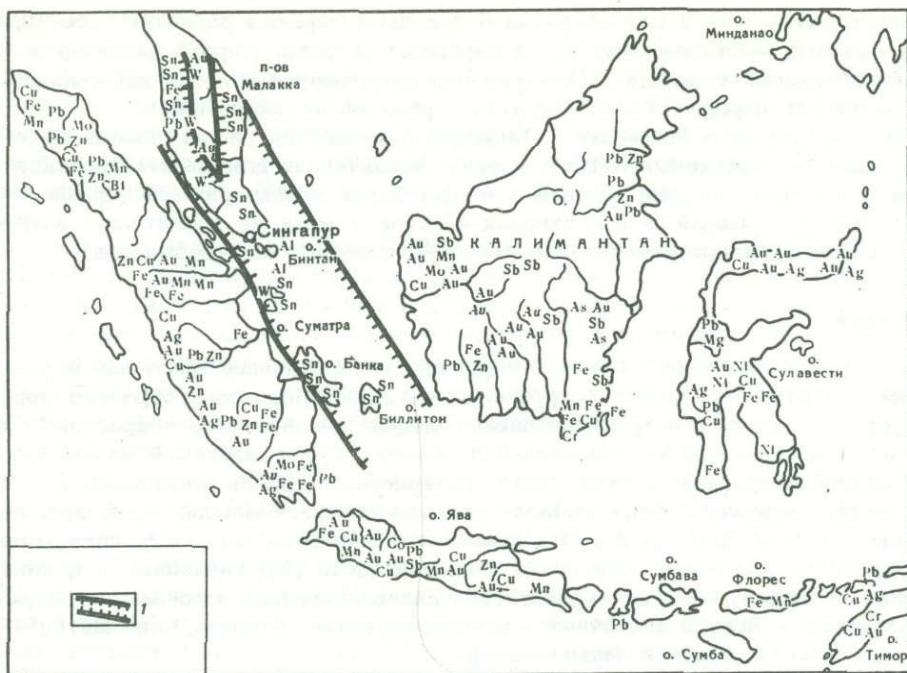


Рис. 60. Распределение месторождений Индонезии, Малаккского полуострова и островов Индонезии

I — границы оловянного пояса

На востоке Индонезии пролегает другая эвгеосинклинальная область островов Калимантан и Сулавеси, характеризующаяся фемическим профилем минерализации. Здесь в ультрабазитах находятся месторождения никеля. Многочисленны проявления золота, меди. На о. Бантан есть крупные месторождения бокситов.

Рудная провинция Индонезии на северо-востоке смыкается с провинцией Филиппин, а на юго-востоке — с околоавстралийской островной системой, начинающейся о. Новая Гвинея.

ФИЛЛИПИНЫ

Архипелаг Филиппинских островов смыкается с металлогенической зоной Индонезии. Филиппины представляют характерный пример длительно развивавшейся эвгеосинклинали полициклического характера. Для этой области типичны месторождения, характерные для Внутренней мегазоны: меди, золота, железа, хрома и других металлов, связанных с базит-ультрабазитовым комплексом и более кислыми производными основной магмы.

Территория Филиппинского архипелага, как и острова Индонезии, представляет часть погруженной Земли Зунда, которая, видимо, в прошлом соединялась с континентальной Азией. Филиппинский архипелаг относится к современной эвгеосинклинали, обрамляющей Тихоокеанский бассейн.

В пределах этой эвгеосинклинали на островах вскрываются выступы складчатых третичных сооружений, заключающих также блоки древних до третичных образований. Наиболее древние породы здесь — юрские. Однако филиппинские исследователи (Вругер, 1969) полагают, что здесь развиты и более ранние образования, включая палеозойские. Эти породы, относимые к так называемому "комплексу основания", представлены метаморфизованными основными эффузивами, габброидами, сопровождающимися сланцами, граувакками и подчиненными карбонатными породами. В результате складчатости и метаморфизма,

которые проявились, как считает Бринер, в перми (во всяком случае, раньше триаса), осадочно-вулканические интрузивные породы были преобразованы в гнейсы, хлорит-эпидот-слоистые сланцы, амфиболиты и другие метаморфические породы. С периодом складчатости связано внедрение гранитов, штоков интрузивных пород среднего состава; позднее в платформенных (?) условиях внедрились граниты, риолиты, дациты, андезиты.

Затем последовало новое погружение с возобновлением эвгеосинклинальных условий развития в мезозойское время. В этот период сформировался комплекс вулканогенно-осадочных образований — спилитов, граувакков, агломератовых туфов, достигавших мощности 5 000 м. Вулканические образования сопровождалось внедрением ультраосновных и основных пород, входящих в состав офиолитовых комплексов. С этими интрузиями, размер которых достигает по протяжению до 150 км, связаны проявления хромита, асбеста и другой минерализации. Как считает Бринер (Bruner, 1969), ультрабазиты вместе с вмещающими их толщами испытали деформацию в процессе надвигов. Переход от мелового к палеогеновому периоду не отмечен сколько-нибудь заметными движениями. С палеогеновыми вулканическими толщами тесно ассоциируют колчеданные месторождения, развитые преимущественно в восточной половине архипелага.

В позднем эоцене вплоть до интраолигоценовой орогении вновь господствовали эвгеосинклинальные условия с вулканизмом, главным образом андезитового, дацитового и кератофирового составов. Со временем интенсивность вулканизма возрастала. Затем последовала олигоценовая орогения, сопровождавшаяся внедрением диоритовых массивов.

В среднем миоцене происходили излияния базальтов и андезитов, вслед за которыми проявилась внутримyoценовая орогения, снова сопровождавшаяся внедрением интрузивных диоритовых массивов. Интрузивный магматизм этой стадии имел более широкое распространение, чем предыдущей.

Период от позднего миоцена до плиоцена отмечен снова вулканическими излияниями и взрывными выбросами материала андезитового, дацитового и риолитового составов. После этого наступил период плиоценового поднятия. В позднем плиоцене и в четвертичное время получили развитие вулканические породы андезитового и базальтового составов.

Следовательно, для Филиппин характерно проявление магматических пород преимущественно среднего состава, причем вулканические фации (андезиты) тесно сочетаются с интрузивными (диоритами) и, видимо, связаны с общим глубинным очагом.

Структура Филиппин сложная. Восточная и западная части архипелага существенно различаются историей развития, характером слагающих их осадочных и магматических пород, а также специфическими особенностями структурного плана территорий. Северо-восточная (расположенная на Тихоокеанском побережье) часть архипелага характеризуется более высокой подвижностью, значительной мощностью мезозойских и третичных вулканических образований, проявлением современной сейсмичности и вулканической деятельности. Для этой зоны типичны колчеданные месторождения, тесно связанные с палеогеновыми вулканиками.

Юго-западная часть архипелага отличается по набору фаций и мощности осадочно-вулканогенных отложений. Здесь на смену обильным вулканикам приходят местами породы карбонатные и глинистые, причем общая мощность геосинклинальных отложений значительно меньше. Эта часть вместе с тем характеризуется относительной стабильностью, далеко не столь интенсивной сейсмической активностью и современным вулканизмом. Она, видимо, оформилась на основе ранее существовавшего геоантиклинального поднятия, относительно устойчивого и не испытывавшего значительных погружений. В этом отношении юго-западная половина архипелага является как бы переходной к устойчивой зоне о. Палаван, для которого вообще мало характерны магматические породы (за исключением ультрабазитов) и эндогенные рудные месторождения.

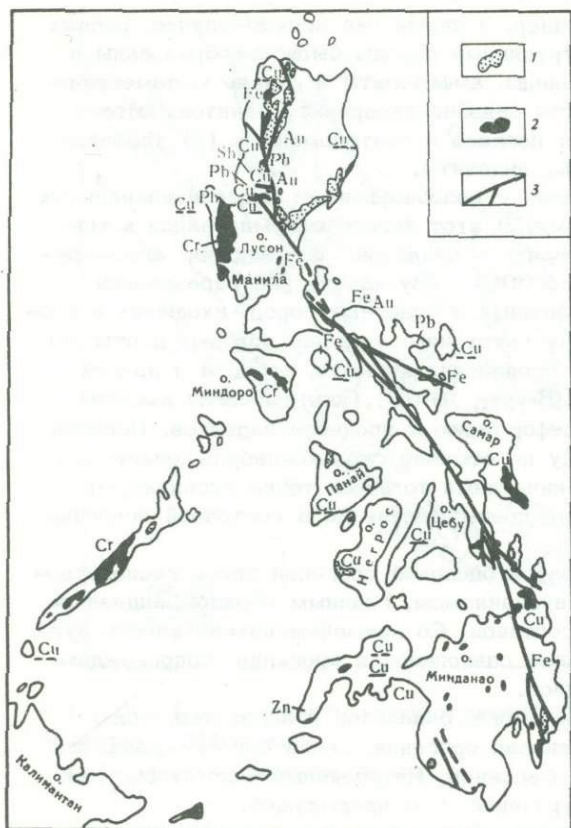


Рис. 61. Распределение месторождений на Филиппинских островах (Bryner, 1969; Gervasio, 1973)

- 1 - третичные диориты,
2 - ультраосновные породы,
3 - главные разломы

Отличны отмеченные две зоны и по структурному плану: для северо-восточной половины характерно северо-западное, а на севере - близмеридиональное направление структур; для юго-западной части типичны северо-восточные и близширотные направления складчатых сооружений. Эти две зоны как бы разграничены Главным Филиппинским разломом, представляющим структурный шов. В основном этот разлом на значительном протяжении совпадает с осевой частью архипелага и осью третичного антиклинория (рис.61).

Чрезвычайно большое развитие здесь, как и в других участках Внутренней мегазоны, имеют глубинные разломы, среди кото-

рых выделяются системы четырех направлений: северо-западного, близмеридионального, северо-восточного и подчиненного - близширотного. Наиболее крупной северо-западной разрывной структурой и является Филиппинский разлом, протягивающийся через весь архипелаг. На севере от него отходят близмеридиональные ответвления, которые контролируют расположение крупных диоритовых массивов. Существенное значение имеют и другие разломы северо-западного направления, особенно контролирующие расположение массивов основных и ультраосновных пород. Один из них проходит по юго-западной оконечности архипелага, другой - близко к северо-восточной.

Особенности геологического строения различных структурно-фациальных областей филиппинского архипелага налагают отпечаток и на их металлогению. Внешняя (притихоокеанская) подвижная зона с ее обильными вулканитами заключает многочисленные колчеданные месторождения, приуроченные к палеогеновым подводным вулканитам. Внутренняя зона, примыкающая к Южно-Китайскому морю и характеризующаяся развитием карбонатных пород, оказалась более благоприятной для формирования скарновых месторождений, которые преимущественно представлены магнетитовыми залежами. Известны проявления вольфрама в пегматитах.

Вдоль системы Главного Филиппинского разлома и приуроченных к его ответвлениям диоритовых массивов располагаются месторождения медно-порфировых руд, а также золотоносные кварцевые жилы.

Особый тип представляют глубинные разломы, контролирующие массивы базитов и гипербазитов, с которыми связаны месторождения хромитов, а также асбеста.

Основное промышленное значение имеют медные руды, которые вовлечены в эксплуатацию лишь в последнее десятилетие. В основном это крупные месторождения медно-порфировых руд. На втором месте находится золото - до открытия медных месторождений оно служило главным объектом добычи Филиппин.

Добыча железных, хромитовых руд и других металлов незначительна. Хромитовые руды разрабатываются в месторождениях Мазинлок и Акопе рудной провинции Замбалес в северной части о. Лусон. В месторождении Мазинлок хромитовые залежи приурочены к горизонту дунитов, слагающих горизонт в теле саксонитов. Комплекс ультраосновных пород подстилают габброиды. Принято, что хромитовые месторождения имеют магматический генезис и образованы в ранний этап кристаллизации ультраосновных пород. Помимо хромитов, в ультраосновных породах известна платина и медно-никелевое оруденение. Запасы слепых тел в этом руднике исчисляются в 3,25 млн. т. Видимо, перспективы расширения рудной базы хромитовых руд и увеличения масштаба добычи на Филиппинах значительны.

Колчеданные месторождения представлены массивными пиритовыми рудами, залегающими в виде линз и пластовых тел в вулканических толщах. Контакты руд с боковыми породами резкие, что позволяет предполагать метасоматический характер рудных залежей. Эти колчеданные залежи встречаются в основном в меловых — палеогеновых спилитах и кератофирах. Они имеются также и в лежащих выше горизонтах осадочных пород и иногда встречаются в породах фундамента. Таким образом, они занимают большой вертикальный диапазон разреза, концентрируясь преимущественно в меловых — палеогеновых отложениях. Месторождения представлены залежами тонкозернистого пирита, которые обрамляются пирит-сфалерит-халькопиритовыми рудами, иногда с халькозином и баритом в верхних частях рудных тел. Эти месторождения по характеру минерализации сходны с японскими колчеданными залежами типа Куроко. Как и в Японии, здесь наблюдается вертикальная зональность с концентрацией сфалеритовых руд в верхних частях залежей, сфалерит-халькопирит-пиритовых — в средних и пиритовых — в корневых частях линз.

Железородные контактово-метасоматические (скарновые) месторождения, как обычно, локализируются в карбонатных породах различного возраста (от мела до миоцена) на контакте их с интрузиями. В расположении месторождений важную роль играют также разломы, контролирующие размещение интрузивных тел. Масштабы месторождений невелики. Наряду с магнетитом в них присутствует гематит, местами и пирит, пирротин, молибденит, уранинит, халькопирит, галенит и золото.

Медно-порфиновые месторождения концентрируются в основном вдоль оси архипелага, совпадающей с осью третичного антиклинория. Они локализируются в массивах третичных диоритов и андезитов. Месторождения представляют штокверки, приуроченные к сбросам, их пересечению или разветвлению. Главным медным минералом является халькопирит. В небольшом количестве присутствует борнит. Масштабы месторождений, видимо, значительные. Так, месторождение Атлас заключает запасы около 270 млн. т руды с содержанием 0,7% меди, а также с заметным количеством золота и серебра. В небольшом количестве в рудах встречается молибденит. Месторождение характеризуется развитием зоны вторичного обогащения.

Золото до открытия медно-порфировых руд, как отмечалось, было главным объектом добычи. Оно и сейчас играет важную роль в горной промышленности Филиппин. Месторождения ассоциируют главным образом с диоритовыми телами позднемиоценового до раннеплиоценового возраста, прорывающими палеогеновые метавулканические породы, или залегают в диоритовых штоках. Они представлены кварц-карбонатными жилами с родонитом, родохрозитом, кальцитом, иногда кварцево-сульфидными жилами с галенитом, сфалеритом и эпitherмальными месторождениями с теллуридами — антимонитом, киноварью и сульфатами.

Своеобразны золотоносные медно-мышьяковые месторождения с энаргитом, лусонитом, теллуридами, золото- и серебросодержащим теннантитом. Интересно присутствие в рудах олова. Некоторые месторождения прослежены на глубину до 700 м ниже поверхности.

Таким образом, рудная провинция Филиппин развивалась длительно, характеризовалась неоднократным проявлением минерализации (во всяком случае,

начиная с мела до плиоцена). Это своеобразная полициклическая эвгеосинклиналь, в которой процессы погружения и геосинклинального развития прерывались неоднократно складчатостью, внедрением интрузий и образованием сопровождающих их рудных месторождений. Характерной особенностью провинции является резко выраженное преобладание андезитового магматизма. Особенности металлогении (медь, золото) связаны с петрохимическими особенностями магматических пород, которые отражают специфические условия развития их в пределах зоны, сложенной вулканитами основного и среднего составов и продуктами их переотложения (граувакками и полимиктовыми песчаниками). Металлогенический и петрохимический профили определяются близостью фундамента и особенностями развития этой области как длительно возобновлявшейся эвгеосинклинали.

Далее в юго-западу происходит сочленение третичной притихоокеанской зоны Филиппин с островными дугами Индонезии, которые характеризуются проявлением минерализации того же фемического профиля.

ВОСТОЧНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ СЕКТОР

К этому сектору относится Восточная Австралия, огибающая ее система островов Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Новой Зеландии, в прошлом, видимо, связанных с Австралийским материком, а также острова Океании.

Металлогения этой гетерогенной области, где проявились интенсивно процессы расчленения при распаде Гондваны и происходят процессы эволюции океанической коры в зонах островных дуг, сложна и разнообразна (рис. 62).

Австралийский континент как крупный фрагмент Гондваны характеризуется зональным расположением разновозрастных структурно-металлогенических элементов, которые омолаживаются с приближением к Тихому океану (Solomon, Groves, 1972).

Западную половину Австралийского континента образует обширный щит, сложенный древнейшими комплексами. Здесь широко развиты железорудные и марганцевые месторождения типа железистых кварцитов, пегматиты с редкими металлами (Колотухина и др., 1974) и оловом, крупнейшие месторождения золота.

На востоке докембрийский щит обрамляется зоной нижнепротерозойской складчатости. В сланцах осадочной формации протерозойского возраста локализируются крупнейшие полиметаллические месторождения района Брокен Хил и медно-полиметаллические – района Маунт Айза. Предполагается первичное осадочное отложение сульфидов и дальнейшая их перекристаллизация при метаморфизме и складчатости.

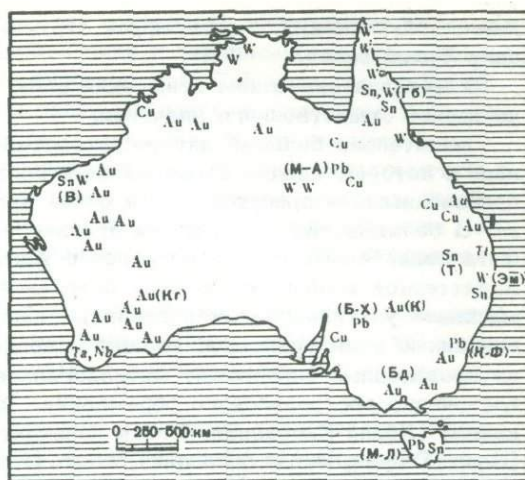
Восточнее расположена область каледонской складчатости, принадлежащая к Тасманской геосинклинали, с широким проявлением каледонских гранитов. К этой же зоне относятся рудные районы Тасмании, где известны оловорудные месторождения различных типов – грейзены (Айберфоль), переходные месторождения между касситерито-кварцевыми и касситерито-сульфидными формациями, такие, как Маунт-Бишоп (Weston-Dunn, 1922) и типичные кварцево-сульфидные месторождения, распространенные в Западной Тасмании. На крайнем востоке Австралийского континента расположена зона позднепалеозойской складчатости с гранитами пермского возраста, а западнее вскрываются комплексы каледонского структурного этажа – нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения с колчеданными рудами. К типу золотоносных колчеданных месторождения относится Кэлтинс Флет, описанное Олдершоу (Oldershaw, 1965). Здесь развиты месторождения золота, меди (Кобар), олова и вольфрама (Арджетан).

С пермскими гранитоидами, образующими цепочки массивов, связаны месторождения золота и олова. Золото связано с гранитоидами повышенной основности и типа адамелитов (Gold, 1965, Solomon, Groves, 1972), расположенными ближе к побережью, олово и вольфрам ассоциируют с кислыми гранитами, которые тяготеют к западной окраине пояса. Оловорудные месторождения Восточно-Австралийской зоны разнообразны: здесь широко проявлены месторожде-

Рис. 62. Распределения рудных месторождений Австралии

1 - граница Восточно-Азиатского палеозойского рудного пояса

Месторождения: В - Вуджина, Кг - Калгурли, М-А - Маунт Айза, Б-Х - Брокен-Хилл, К - Кобар, Бд - Бендиго, Гб - Гербертон, Эм-Эммавиль, К-Ф - Кэпитн Флейт, Т - Торрингтон



ния кварцевой формации в гранитах - грейзены, кварцевые жилы (Эммавиль, Глин), за счет разрушения которых образуются россыпи. Касситерито-турмалиновые и касситерито-хлоритовые тела локализуются как в гранитах, так и среди терригенных пород зоны эндоконтакта. С касситеритом в этих рудных телах ассоциируется вольфрамит. В Восточной Австралии встречаются также касситерито-сульфидные месторождения с пирротином, сфалеритом (Боулдер).

Наряду с пермскими гранитами в Восточной Австралии обнаружены и нижнемеловые. В последние годы приобрели большое значение морские россыпи, заключающие циркон, ильменит, рутил, монацит и другие минералы (Колотухина и др., 1974).

Структуры Австралии на всем протяжении ее побережья уходят под уровень моря, что позволяет судить о значительно большей площади Австралийского щита в прошлом. Сокращение площади континента произошло как в результате тектонических погружений, так и вследствие подъема уровня Мирового океана. Так, видимо, части погруженного Австралийского континента составляют подводное плато Квинсленд, а также обширные зоны мелководья вдоль северного и северо-западного обрамления Австралийского щита. С Австралией структурно связаны были в прошлом и сооружения Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Новой Зеландии, обрамлявшие в палеозое на севере и востоке Австралийский щит, вместе с примыкающими к нему обширными подводными плато. Во внешнем обрамлении этой раздробленной древней некогда обширной материковой области протягиваются кайнозойские сооружения и новообразованные дуги. Меридиональная дуга Тонга-Кремадек отграничивает океаническую плиту, лежащую восточнее ее, от сложной мозаично-блоковой области Палео-Австралии. С этой меридионально ориентированной тектонической линией в районе островов Фиджи сопрягается близширотная зона, прослеживаемая вдоль Восточно-Магеланского вала к дуге Соломоновых и Новогибридских островов, а далее к Новой Гвинее. Эта система широтных линий (экваториальный Тихоокеанский сдвиг) является ограничением Австрало-Меланезийской сложной мозаичной области. На западе она смыкается в сложном тектоническом узле с сочленением близширотной зоны Ява - Суматра и близмеридиональных зон Филиппинских островов и Бонинской дуги. Две последние дуги огибают с запада и востока Филиппинскую котловину.

Отмеченные структурные линии, определяющие общий тектонический рисунок этой части побережья Тихого океана, в то же время связаны с океаническими структурами, прослеживаемыми по системам вулканических островов и также отмечающими крупные планетарные разломы. Эти зоны образуют грубо параллельные системы с преобладающей ориентировкой разломов северо-западного и близширотного или северо-восточного направлений. К зонам северо-западного направления относится вал Маршалловых островов, вал островов

Лайн, приуроченный к крупнейшей структурной линии, пересекающей по диагонали Тихий океан.

В металлогеническом отношении зоны современных вулканических островов не имеют существенного значения.

Значительно больший интерес представляют острова гетерогенного сложения, в которых наряду с мантийными новообразованиями – базальтами и их производными – присутствуют и более древние породы сиалического фундамента. В большинстве случаев эти древние породы (включая палеозойские) могут быть свидетелями связей островов с Австралийским континентом в прошлом. Характерной особенностью этой островной зоны является цепь разновременных массивов ультраосновных и основных пород, которая трассирует планетарные глубинные зоны разломов. Именно основные и ультраосновные породы, а также их производные определяют металлогенический облик островов северного и восточного австралийского обрамления. Здесь имеют значение месторождения никеля (Новая Каледония, Новая Зеландия), хрома (Борнео, Филиппины), меди (Новая Гвинея, Новая Зеландия), золота (Новая Гвинея, Новая Зеландия, Соломоновы острова, острова Фиджи). Наряду с этим в некоторых островных блоках проявлены также месторождения свинца и цинка (Фиджи) и вольфрама (Новая Зеландия).

Остановимся на краткой характеристике главнейших звеньев этого сложного мозаичного островного пояса.

Структурная зона островов Папуа – Новая Гвинея протягивается в близширотном направлении. В центральном хребте этой зоны и на северном побережье вскрываются породы домезозойского основания. Наиболее интенсивный метаморфизм они претерпели в северной части этой территории. Широко развиты и мезозойские отложения, образованные за счет сноса с Австралийского континента и вулканических продуктов местного происхождения. Область эта имеет, видимо, полициклическое развитие с неоднократным осадконакоплением (начиная с силура), складчатости и метаморфизма. Однако наиболее интенсивные тектонические движения были в раннем кайнозое (олигоцене), когда здесь образовались сбросы, складчатость и интенсивный метаморфизм (фации зеленых, голубых сланцев, амфиболитов, пироксеновых гранулитов и эклогитов). Предполагают, что на юго-востоке этой суши возникла надвиговая пластина океанической коры и мантии, которая и обусловила интенсивный метаморфизм осадков. В среднем миоцене происходили вертикальные перемещения блоков со сбросами и сдвигами, дифференцированным поднятием отдельных блоков и накоплением в краевых бассейнах мощных осадочно-вулканических образований.

В эоцене и олигоцене интенсивно проявился вулканизм. Средний миоцен для этих территорий был периодом относительного покоя. Интенсивная тектоническая и вулканическая деятельность возобновилась в плиоцене и в четвертичное время.

Описываемая территория еще мало изучена и в металлогеническом отношении. Несомненный интерес имеют, видимо, массивы основных и ультраосновных пород, представляющие, как считается, пластины выдвинутой мантии, протягивающиеся более чем на 600 км. С этими массивами могут быть связаны никель, хромиты, а также медь.

Интересны в отношении металлоносности субвулканические тела порфиритов миоценового возраста и моложе. Эти интрузии локализованы в зоне восток-юго-восточного направления, прослеживающейся на расстоянии нескольких сот километров. Возраст интрузий порфиритов, гранодиоритов определяется от 16 до 7 млн. лет, а гранодиоритовый батолит Бисмарка имеет возраст всего около 5 млн. лет. С этими субвулканическими интрузивными породами связаны месторождения золота (Кайнауту и Морабе), а также меди.

К этому же региону относится группа Соломоновых островов, приуроченных к зоне север-северо-западного направления, сложенной вулканитами и известняками, а также покрывающими их лавами андезитов и базальтов. На этих островах имеются также интрузии ультрабазитов. Однако здесь неизвестны ни эпигеническое никелевое оруденение (лишь проявления никеля в коре выветривания), ни сколько-нибудь значительные концентрации хромитов. На некоторых островах (Малекула, Санто, Торес) известны выходы габброидов и диоритов позд-

неолигоценового—раннемиоценового возраста, с которым ассоциируют ~~незначи-~~ тельные медные проявления в зонах пиритизации и вкрапленности халькопирита.

Интересно месторождение медно-порфировых руд Пингуаэ на о. Бугенвиль. Это очень молодая минерализация среди миоценовых андезитов и рвущих их массивов кварцевых диоритов возраста 6 млн. лет. Минерализация была многостадийной. Кварцевые диориты переработаны в калиевые метасоматиты с возрастом 2–3 млн. лет. Именно с этим процессом метасоматических преобразований, сопряженным, очевидно, с внедрением более поздней интрузии, и связано медное оруденение. Активная вулканическая деятельность продолжается здесь и в четвертичное время.

Промышленное значение имеют также месторождения марганца, ассоциирующие с позднеплиоценовыми и современными вулканитами, местами встречаются фумарольные месторождения серы, связанные с плиоценовыми и современными вулканитами.

Значительный интерес в металлогеническом отношении представляет складчатая зона Новой Каледонии, относящаяся к системе кайнозойских структур восточного обрамления Австралийского блока. Здесь вскрываются крупные, палеогеновые интрузии перидотитов и серпентинитов, занимающие большую часть площади острова. Эти интрузии рвут осадочные породы верхнепалеозойского (?) верхнетриасового юрско-мелового и эоценового возраста. С ультрабазитами, испытавшими интенсивное спорадическое выветривание, связаны крупнейшие месторождения никеля окисно-силикатного типа.

Новая Зеландия, представленная двумя крупными островами, Северным и Южным и серией мелких островов, составляет часть некогда более обширного складчатого сооружения, которое на западе, через Тасманово море, видимо, соединялось с Восточной Австралией и имело континентальное продолжение также на юго-востоке, в докембрийской платформе материкового типа, признаки которой отмечены в выходах верхнего палеозоя, вскрывающихся в отдельных островах. Таким образом, в области Новой Зеландии сложно сочетаются реликты древних структур и наложенные на них молодые тектонические элементы обрамления Тихого океана.

Современный рельеф Новозеландских островов является следствием позднетретичного орогенеза. К крупным глубинным разломам в Новой Зеландии приурочены массивы ультрабазитов, с которыми связаны месторождения никеля. В Новой Зеландии встречено золото, а также вольфрам в шеелитоносных скарнах.

Острова Фиджи, из которых наиболее крупные Вити Леву и Вануа Леву, гористые и резко расчлененные, представляют выступы из-под уровня моря возвышенностей Фиджийского массива. Самый крупный о. Вити Леву имеет размеры 170 x 120 км². На севере его протягивается горный хребт высотой 1300 м, центральную часть представляет расчлененное нагорье, а прибрежные террасированные аллювиальные равнины (Пушаровский, Афремова, 1967).

Наиболее древними породами являются базальты и андезиты спилитового типа, чередующиеся с туфами, сланцами и линзами известняков нижнемелового возраста (Пушаровский, Афремова, 1967, Dickinson, 1967). На острове вскрываются массивы грейтоидов — диоритов, гранодиоритов, а также гидротермальные месторождения — жилы свинцово-цинковых и золото-теллурических руд (Green, 1973). Разрабатываемые золоторудные месторождения Маунт Каси, по-видимому, моложе позднего миоцена. Предполагается, что оруденение связано с интрузиями роговообманковых андезитов.

На о. Вануа Леву среди миоценовых и плиоценовых вулканитов находятся золотоносные и полиметаллические (Pb — Zn) жилы района Короинаско. Отмечается приуроченность рудных проявлений к ослабленным зонам северо-восточного направления.

Рудоносные районы островов Фиджи представляют пример проявления молодой (позднетретичной) минерализации на участке, удаленном от континента, характеризующемся небольшой мощностью сиалической коры и близостью океанического кратона. Вероятно, вулканические породы и их интрузивные аналоги являются дериватами мантийных источников.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Сложная полиметаллическая область Тихоокеанского пояса позволяет проследить на примере анализа закономерностей распределения различных металлов эволюцию рудного процесса и наметить те или иные связи металлов с мантийными или коровыми источниками.

Остановимся на характеристике главнейших металлов Тихоокеанского пояса.

МЕДЬ

Медь, как указывалось, является типоморфным элементом Тихоокеанского пояса, образуя крупнейшие концентрации главным образом во Внутренней мегазоне. Вместе с тем медные месторождения имеются и во Внешней мегазоне, где они тяготеют к областям эвгеосинклинального типа или к разломам, сопровождающимся проявлением основных магм (Юг КНР).

Медные месторождения формировались на разных этапах развития обрамления Тихого океана. Они возникали в древних эвгеосинклиналях в виде доскладчатых залежей с сингенетичным медным оруденением в глинистых осадках или в вулканитах. К этому типу относятся Маунт Айза в Австралии. На докембрийском этапе развития возникали и медно-никелевые магматические месторождения, приуроченные к телам основных и ультраосновных пород, локализующимся вдоль глубинных разломов. Возможно, что именно обогащение медью древних толщ налагало отпечаток и на последующие процессы рудообразования, при которых могло происходить заимствование этого металла магматическими породами или растворами.

К палеозойскому этапу относится образование колчеданных залежей в зоне Самбава в Японии, приуроченной к полосе развития вулканитов и метаморфических сланцев. Как отмечалось, южнее этой палеозойской зоны расположена мезозойская меденосная эвгеосинклиналь. Таким образом, в Японии меденосные эвгеосинклинальные формации, начавшие свое развитие со среднего палеозоя, продолжали развиваться и позднее.

С позднепалеозойскими базальтами, образующими покровы типа траппов вдоль разломов, обрамляющих Кам-Юньнаньский горст, связано также медное оруденение. Медь присутствует в составе самих базальтов, заполняя в них пустоты, и в то же время образует значительные концентрации в габброидах — жерловых и субвулканических аналогах отмеченных базальтов.

Специфический меденосный профиль имеет также эвгеосинклиналь хребта Циньлинь, заложенная, видимо, еще на байкальском этапе развития и являющаяся продолжением системы Кунь-Лунь, распространяющейся вдоль системы глубинных разломов близширотного направления. Эта эвгеосинклинальная линия представляет ответвление Урало-Тяньшаньского эвгеосинклинального пояса. Ее восточное продолжение прослеживается в меденосной зоне р. Янцзы, возникшей уже в пределах позднепалеозойского-раннемезозойского узкого парагеосинклинального прогиба. В пределах этой области наибольшее значение имеют молодые месторождения, связано с тяньшаньскими (позднемезозойскими) гранитоидами. В зависимости от среды в этой зоне проявлены раз-

личные типы минерализации. Так, среди терригенных и вулканогенных пород хребта Циньлин встречаются месторождения медно-молибдено-порфирового типа, связанные с мелкими телами гранитоидов повышенной основности. В то же время среди карбонатных отложений парагеосинклинали Янцзы развиты скарны, сопровождающиеся магнетитовым и медным оруденением. На примере этой зоны можно судить о существовании длительно развивавшихся меденосных "линий", приуроченных к глубинным разломам и возникшим вдоль них эвгеосинклиналям. Этот пример, как и ранее отмеченная связь медного оруденения с платформенными базальтами, показывает, что непосредственным источником меди служат часто основные породы — производные мантии.

В меденосных областях встречаются и месторождения осадочного, или эксгальциционно-осадочного генезиса типа удоканских. Они связаны или с перетолжением меди, поступившей в поверхностные воды из меденосных толщ, или с привнесом ее дополнительными порциями эндогенных растворов, сохраняющих тот же металлогенический профиль, что и более древние образования.

Повышенная меденосность древних комплексов определяет медную минерализацию и в составе молодых месторождений — полиметаллических и местами оловянных (касситерито-сульфидные месторождения Приамурья и Приморья).

Особенно характерна медь для восточной — Американской ветви Тихоокеанского пояса, где она встречается в месторождениях различного типа: в виде сингенетичных вкрапленников самородной меди в основных и средних вулканических породах; в колчеданных залежах эксгальциционно-осадочного генезиса (палеозойские месторождения о. Ванкувер), в скарнах на контакте гранодиоритовых массивов с карбонатными и туфогенными отложениями (меловые месторождения о. Ванкувер, третичное месторождение Феникс Британской Колумбии), в позднемезозойских и третичных месторождениях медно-порфировых руд, широко развитых в эвгеосинклинальных зонах Северной и Южной Америки и возникших на позднем этапе их активизации в связи с малыми субвулканическими телами повышенной щелочности. Месторождения этого типа содержат огромные запасы и имеют мировую известность. Как и на азиатской стороне, здесь встречаются месторождения типа медистых песчаников неясного генезиса, которые также подчеркивают специфически меденосный профиль притихоокеанской области. Повышенная меденосность и здесь характерна для многих полиметаллических и оловянных месторождений (Тасна).

Таким образом, на примере меди отчетливо устанавливается большое значение подкоровых источников этого металла, а также сложная миграция его в земной коре с прогрессивным накоплением во времени.

ЗОЛОТО

Золото является частым спутником меди в Тихоокеанском поясе и также образует значительные концентрации в Притихоокеанском кольце эвгеосинклиналей. "Золотое" кольцо располагается эксцентрично относительно центра океана и несколько смещено к востоку, охватывая на Азиатской ветви в основном островные дуги, а на Американской — распространяясь далеко на восток за границу эвгеосинклинальной зоны. Постоянно ассоциируясь с медью, золото имеет и свои особенности распространения. Оно встречается и в пределах Внешней мезазоны, тяготея преимущественно к длительно живущим разломам.

Связь золота с определенными магматическими породами уже далеко не столь отчетливы. Однако часто устанавливается преимущественная приуроченность золотых месторождений к зонам, сложенным основными (Северная Америка) и средними вулканитами (Южная Америка), что позволяет предполагать, как и для меди, заимствование этого металла из вулканических пород.

Типы золотых месторождений разнообразны. Золото участвует в составе колчеданных залежей (Канада); меденосных скарнов (Чили); образует кон-

центрации в кварцевых и кварц-карбонатных жилах с переменным количеством сульфидов; встречается в повышенных концентрациях в медно-молибденовых месторождениях порфирирового типа (Юго-Запад США, Чили). Известны метаморфогенные проявления золота в виде альпийских жилок в метаморфических толщах, главным образом фации зеленых сланцев (КНР).

В некоторых областях можно проследить неоднократное повторение золотой минерализации: наряду с метаморфическими жилками, которые поставляют золото в россыпи, в эвгеосинклинальных областях встречаются зоны золотоносной сульфидной (пиритовой) вкрапленности, а также более молодые кварцево-карбонатные жилы (Северо-Восток КНР, Япония, Канада). Особый тип представляют золотоносные зоны диафоритов. В собственно золоторудных жилах золото иногда сопровождается теллуридами (Япония) и разнообразными сульфидами и сульфосолями.

Генетическая связь месторождений с определенным типом активных интрузий большей частью не ясна. Однако почти постоянно устанавливается пространственная связь золотоносных жил с дайками различного состава. Последние приурочены к трещинам отрыва и образуют сложные серии и свиты, отмечающие зоны повышенной трещиноватости вдоль разломов глубокого заложения. Среди пород, ассоциирующих с золотоносными жилами, встречаются диориты, диабазовые порфириты, а иногда и более кислые разности типа гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Дайки являются многофазными и даже многоэтапными. Одни из них старше оруденения и вмещают золотоносные жилы и прожилки. Другие секут золоторудные тела и иногда метаморфизуют их.

Природа даек, ассоциирующих с золоторудными жилами, неясна. Некоторые из них считаются добатолизовыми, другие - апофизами батолитов; для третьих предполагается самостоятельный (возможно, подкорковый) источник магмы. Тесная пространственная ассоциация пестрой серии даек с золоторудными жилами объясняется как структурной приуроченностью тех и других к определенным системам трещин, так и общностью источника магмы и рудоносных растворов.

Встречаются и месторождения в связи с кислыми породами. К ним относятся месторождения вулканического ряда, ассоциирующие с жерловыми телами взрывных брекчий вулканических пород позднемезозойского и кайнозойского возрастов (США). Особенностью этих месторождений является интенсивный калиевый метасоматоз (адуляризация), а также развитие глинистых минералов, свидетельствующих уже о кислом характере рудоносных растворов, видимо, проникавших в приповерхностные горизонты. Интересно, что эти месторождения, прослеживающиеся иногда на большие расстояния по вертикали, характеризуются сравнительной устойчивостью минерализации, что, возможно, объясняется предварительным прогревом рудовмещающих жерловых аппаратов. Руды месторождений этого типа богаты серебром и относятся к комплексным золото-серебряным. Преимущественная область их распространения - пояса кислых и средних вулканитов, обрамляющие Тихий океан в основном в Американской ветви пояса.

Таким образом, для золота, как и для меди, устанавливается многообразие типов месторождений, видимо, связанных с различными источниками. Имеются данные, позволяющие предполагать важную роль основных и средних вулканических пород в выносе золота из мантийного слоя (Фиджи). Устанавливается влияние процессов метаморфизма на перераспределение и миграцию золота, особенно в областях специфически золотоносного унаследованного профиля. Вопреки широко распространенному мнению об инертности золота можно отметить его высокую подвижность в процессах регионального и гидротермального метаморфизма и способность давать концентрации при различных физико-химических условиях, что и вызывает разнообразие минеральных типов, а также присутствие золота в различных по генезису месторождениях других металлов (медных, вольфрамовых, оловянных и др.).

СВИНЕЦ И ЦИНК

Свинцово-цинковые месторождения широко распространены в Тихоокеанском поясе, локализуясь главным образом по Внешней мегазоне в областях, где в составе разреза участвуют карбонатные породы. Наиболее древние свинцово-цинковые месторождения относятся к протерозою. Они известны в глинистых толщах протерозойской миогеосинклинальной области Скалистых гор и Западных Кордильер. Представителем месторождения этого типа в Канаде является Салливан и ряд сходных с ним месторождений в Скалистых горах. В результате наложения более поздних магматических образований - протерозойских же диоритов и габброидов - руды метаморфизованы и перекристаллизованы. С этим же этапом связано и проявление мощного околорудного чехла измененных пород (альбититы, турмалиниты, хлоритовые метасоматиты). Возможно, что руды претерпели и более поздний метаморфизм в период внедрения меловых гранитоидов. Может быть, именно к этому относится развитие в них оловянной минерализации (касситерит, станнин).

Представителями стратиформных протерозойских месторождений в Австралии являются Брокен Хилл и Маунт Айза, также претерпевшие метаморфизм с перекристаллизацией руд.

Подобные стратиформные древние месторождения содержат грандиозные запасы руд и представляют большой практический интерес.

Кембрийские стратиформные месторождения (или более молодые в кембрийских породах?) известны в Британской Колумбии, где они образуют самостоятельную зону, протягивающуюся вдоль выхода кембрийской толщи, содержащей прослой карбонатных пород.

Палеозойские месторождения свинца и цинка известны в связи с пермскими базальтами (провинция Юньнань). Возможно, палеозойский возраст имеют свинцово-цинковые месторождения Патагонского звена Южно-Американских Кордильер, а может быть, и некоторые месторождения Боливии и юго-восточного Перу. Для этих областей характерно развитие полиметаллического оруденения в терригенных отложениях. Особенно примечателен полиметаллический пояс Южной Боливии, где известны многие сотни относительно небольших месторождений.

Значительно больший интерес представляют месторождения в карбонатных отложениях. Они особенно широко распространены в Северной, Центральной и Южной Америке и генетически связаны большей частью с субвулканическими третичными телами гранитоидов повышенной основности или расположены вообще в удалении от выходов магматических пород. Среди месторождений известны разнообразные типы, начиная с высокотемпературных скарнов или тактитов с наложенной свинцово-цинковой минерализацией и кончая средне- и низкотемпературными метасоматическими залежами - линзами, трубами и пластовыми телами типа манто в карбонатных отложениях. Все эти разнообразные типы широко проявлены в Мексике, где они локализируются в миогеосинклинали с ее обильными карбонатными толщами, пересеченными субвулканическими и интрузивными третичными дайками и мелкими штоками.

На азиатской стороне к месторождениям этой группы относятся скарны с наложенной свинцово-цинковой минерализацией месторождения Камюка (Япония), Верхнее - и др. (Приморье). Как и на американской стороне, свинцово-цинковые проявления встречаются и среди терригенных пород, причем они чаще ассоциируют с оловянными касситерито-сульфидными месторождениями и расположены в их внешних ореолах. Вопрос об источнике свинца и цинка в большинстве случаев остается открытым. Некоторые исследователи отмечают ассоциацию свинцово-цинковых месторождений с умеренно кислыми вулканидами, которые являются, видимо, производными мантии.

Загадочной остается постоянная связь свинцово-цинковых концентраций с карбонатными породами, особенно в районах, где вообще отсутствуют магматические образования и развиты свинцово-цинковые месторождения пластового типа. Такого рода "телетермальные" свинцово-цинковые залежи установлены в карбонатных породах в Корее, а также на юге Китая.

МОЛИБДЕН

Молибден широко распространен в Тихоокеанском поясе, местами образует весьма значительные концентрации, вплоть до уникальных (месторождение Клаймекс в Северной Америке). Молибденовые месторождения встречаются в провинциях различного профиля и соответственно ассоциируют с месторождениями различных металлов. В основном выделяются две группы молибденовых проявлений:

1) в областях фемического профиля, где молибден ассоциирует с медью в составе месторождений медно-порфирового типа, связанных с медкими интрузивными телами гранитоидов повышенной основности – производных базальтовой магмы; именно эти месторождения содержат наибольшие запасы;

2) в рудных провинциях сиалического профиля, где молибден в ассоциации с вольфрамом, оловом, висмутом, мышьяком встречается в составе кварцевых жил и грейзенов, связанных с кислыми гранитами. Можно выделить также тип рудных провинций, где молибден ассоциирует в штокверках со свинцом или золотом.

Особенностью месторождений первой группы в зонах эвгеосинклиналей является развитие объемных крупных штокверков, приуроченных к малым интрузивным телам. Молибден здесь тесно ассоциирует с медью и золотом и встречается в составе кварцевых прожилков в виде молибденита. Наличие щелочного метасоматоза в виде зон микроклинизации позволяет предполагать возникновение этих месторождений из щелочных растворов. Месторождения подобного типа широко известны на американской стороне Тихоокеанского пояса, на территории Северной Америки (США) и Южной Америки (Чили). Известны они и на азиатской стороне в Китае, где тяготеют к эвгеосинклинальным широтным зонам и образованы в процессе их активизации в позднемезозойское время, а также на Филиппинах. Там, где в районах подобного типа встречаются известняки, молибден образует скарные месторождения на контактах массивов гранитоидов повышенной основности с карбонатными отложениями. Видимо, перспективны на поиски медно-порфирового типа месторождений с молибденом, медью и окрайны Азиатского континента, где могут быть открыты новые месторождения порфировых руд в связи с массивами диоритового, гранодиоритового и монзонитового состава – жертвовыми фациями вулканитов восточно-азиатского пояса.

В зонах эвгеосинклиналей молибден иногда сочетается с золотом, хотя пространственно концентрации этих металлов обособляются в самостоятельных месторождениях. К этому же типу примыкают районы с проявлением свинцово-молибденовой минерализации в штокверках, развитых в приконтактной зоне гранитоидных массивов.

Другую группу (сиалического профиля) представляют месторождения молибденито-кварцевой формации, представленные кварцевыми жилами, в которых главным рудным минералом является молибденит, или сложными по составу молибден-вольфрам-оловянными жилами и грейзенами. Месторождения первого типа связаны преимущественно с умеренно кислыми гранитами. На них встречаются обычно кварц-молибденитовые жилы, расположенные как в области эндоконтакта, так и экзоконтакта гранитных интрузивов. Типичные примеры таких месторождений известны в Забайкалье и на Дальнем Востоке. Другой тип этой группы представляют молибден-вольфрам-оловянные месторождения кварцевой формации – кварцевые жилы, штокверки и грейзены, связанные с кислыми аляскитовыми гранитами, обогащенными летучими. Это тип, где главные металлы уже вольфрам и олово, а молибден – сопутствующий элемент, который имеет относительно меньшее значение. Месторождения подобного типа широко развиты в областях ультрасиалического профиля, к которым относится Восточное Забайкалье (Сохондо). Молибденит в рудах – один из ранних минералов и тесно ассоциирует с арсенопиритом, висмутином, шеелитом или вольфрамитом и касситеритом. Характерным примером такого комплексного месторождения является Сохондо в Восточном Забайкалье.

ВОЛЬФРАМ И ОЛОВО

Вольфрам и олово типоморфные металлы Тихоокеанского рудного пояса. Часто они встречаются совместно. В других же провинциях они разобщаются, образуя самостоятельные месторождения. Преимущественное развитие имеют молодые мезозойские и третичные месторождения, хотя по внешнему обрамлению Тихоокеанского пояса в области древних структур встречаются и более древние палеозойские, протерозойские и даже архейские месторождения (Австралия). Месторождения этих металлов в равной степени характерны как для собственно геосинклинальных областей, так и для областей активизации, причем главная их особенность — ассоциация и, видимо, генетическая связь с породами гранитного ряда. Преимущественным развитием оба металла пользуются во Внешней зоне Тихоокеанского пояса, где широко проявлен гранитный магматизм. Во Внутренней зоне они также встречаются в сиалических блоках островных дуг, где развиты кислые магматические породы (о.Хонсю в Японии).

Олово и вольфрам совместно находятся в месторождениях кварцевой формации, иногда в скарнах, развитых в областях сиалического и ультрасиалического профиля. В то же время нередко эти металлы встречаются и раздельно. Так для вольфрама характерен более широкий диапазон развития его месторождений, которые имеются в областях не только сиалического, но и фемического профиля (скарны Северо-Американских Кордильер). Пространственно разделяются и низкотемпературные члены олово-вольфрамового ряда — касситерито-сульфидные и вольфрамито-сульфидные месторождения, которые чаще обособляются друг от друга.

ВОЛЬФРАМ

Тихоокеанский рудный пояс содержит огромные запасы вольфрамовых руд, главным образом на юго-востоке Азии и в Северной Америке. Как отмечалось, типы вольфрамовых месторождений разнообразны и проявляются в различной геологической обстановке. В зонах фемического и фемическо-сиалического профилей, приуроченных к эвгеосинклиналям, где развиты помимо основных вулканических пород также карбонатные, встречаются шеелитовые скарны. Месторождения представляют линзообразные залежи на контакте мелких тел гранитоидов повышенной основности и щелочности (монцитонитов, гранэдиоритов) с карбонатными породами. Такого типа рудные тела весьма многочисленны в Северо-Американских Кордильерах, где их расположение контролируется крупными тектоническими зонами, определяющими локализацию рудоносных гранитоидных тел. Месторождения подобного же типа известны и на азиатской стороне, где скарновые залежи, локализованные в толще осадочных пород близ гранитоидных интрузий, содержат наложенную шеелитовую и сульфидную (халькопирит-пирротинную) минерализацию. Наложение этой поздней рудной ассоциации на скарны связано с замещением скарновых минералов кварцем при воздействии кислотных растворов.

Особую генетическую группу представляют месторождения кварцевой формации, в которой могут быть выделены две подформации — кварцево-сульфидная и собственно кварцевая. Эти месторождения приурочены уже к областям сиалического профиля и встречаются чаще в зонах, сложенных терригенными породами, прорванными массивами нормальных биотитовых гранитов. Жилы расположены в контактовых частях гранитных массивов, распространяясь как в область экзоконтакта, так и эндоконтакта. Обычны серии или свиты параллельных жил, реже — единичные крупные жилы. Состав жил простой. Главную часть жильного выполнения составляет кварц, который по зальбандам жил оторочен зонами мусковита. Жилы сопровождаются грейзенизацией гранитов. В некоторых жилах встречаются также берилл и топаз. Из рудных минералов помимо вольфрамита присутствует касситерит, часто арсенопирит и другие суль-

фиды. Месторождения, богатые сульфидами (кварцево-сульфидная субформация), ассоциируют с гранитоидами повышенной основности (Букука, Белуха). Собственно кварцевая субформация, связанная с кислыми гранитами, широко развита на юго-востоке Азии, в Южном Китае (провинция Цзяньси) и в Бирма-Малайской зоне. Месторождения кварцевой формации содержат обычно значительные запасы руд и служат важным источником вольфрама.

Шеелито-кварцевая формация в общем мало распространена. Она представлена кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами среди гранитоидов повышенной основности. Обилие в составе вмещающих пород кальция и определяет появление здесь вместо вольфрамита шеелита. Такого типа месторождения известны в Забайкалье, в эндоконтактном ореоле гранитоидных массивов Бырка-Даван и на Ималкинском месторождении.

Особую группу представляют вольфрамито-сульфидные месторождения низкотемпературного ряда, чаще с ферберитом, реже с гюбнеритом. Эти месторождения проявлены на позднем этапе развития оловоносных районов и располагаются чаще во внешних их ореолах (Боливия, провинция Хунань в Китае, Восточное Забайкалье).

ОЛОВО

Олово обладает сходными с вольфрамом закономерностями распространения. Однако в отличие от вольфрама оно встречается почти исключительно в районах сиалического профиля и поэтому распространено во Внешней зоне Тихоокеанского пояса и лишь местами во Внутренней зоне, локализуясь там в блоках, сложенных мощной сиалической корой. Оловорудные месторождения, как и вольфрамовые, имеют в основном мезозойский возраст (поздний мел, местами юра, триас). Известны и совсем молодые третичные месторождения, вплоть до плиоценовых (Боливия). Главные оловоносные районы находятся в азиатской западной части пояса. Американская же сторона, за исключением Боливии, в общем бедна оловом, что связано с фемическим профилем притихоокеанских рудных провинций этой ветви пояса. Наиболее древние месторождения, как отмечалось, известны в пределах кристаллических щитов. К ним относятся архейские пегматитовые оловоносные жилы Западной Австралии (Вуджина). Известны также проявления палеозойских месторождений, также локализующиеся в областях древней консолидации (Ханкайский массив в Приморье). Наиболее значительные концентрации олова заключены в молодых месторождениях. Оловоносные районы располагаются как в пределах мезозойских геосинклинально-складчатых систем (северо-западная часть Тихоокеанского пояса), так и в активизированных более древних сооружениях (юго-западная часть Тихоокеанского пояса и Боливия).

Характер минерализации в том и другом типе районов в общем сходен и зависит в основном от особенностей геологической обстановки: характера вмещающих пород, состава рудоносных интрузий и тектонического развития.

Месторождения олова представлены различными рудными формациями, в общем повторяющими формации вольфрамовых месторождений. Так, выделяется формация оловоносных скарнов, касситерито-кварцевая с грейзеновой субформацией, касситерито-силикатная с турмалиновым и хлоритовым типами, касситерито-сульфидная с колчеданным и галенито-сфалеритовым типами. Особое положение в этом ряду занимает месторождения так называемой риолитовой формации, представленные выделениями деревянистого олова в кислых вулканических породах. Эти рудные формации распределены на территории Тихоокеанского пояса неравномерно. Северо-западная часть пояса, где оруденение проявлено в мезозойских складчатых сооружениях на позднем этапе их развития, характеризуется в основном развитием месторождений касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формаций. Юго-западная часть (Южный Китай, Тай-Малайская зона) характеризуется сложными полиформационными комплексами с касситерито-кварцевыми месторождениями в аллюви-

силикатных породах (граниты, песчано-сланцевые отложения) и скарнами или касситерито-сульфидными месторождениями в карбонатных толщах.

По другую сторону Тихого океана наблюдается та же закономерность в размещении разных типов оловорудных проявлений. В известняках, прорванных массивами кислых гранитов, локализуется сложный полиформационный комплекс с касситерито-кварцевыми месторождениями в дайках кварцевых порфиров, скарнами и касситерито-сульфидными месторождениями среди карбонатных отложений в контактовых ореолах гранитных массивов (Аляска). Среди терригенных пород нижнепалеозойской парагеосинклинали Боливии вдоль зоны разлома развиты сложные, многометалльные касситерито-сульфидные месторождения.

Остановимся коротко на характеристике главнейших типов оловорудных месторождений. Оловоносные пегматиты, в общем не характерные для Тихоокеанского пояса, иногда все же встречаются в апикальных частях гранитных массивов и в секущих их дайках. Они известны в Малайской оловорудной провинции, в Боливии, а также в Австралии.

Касситерито-кварцевые месторождения преобладают в Таи-Малайской оловянной провинции. Они представлены кварцевыми жилами, штокверками, грейзенами, главным образом среди гранитов. С удалением от гранитов появляются касситерито-кварцево-сульфидные жилы. Широко развиты месторождения этой формации также в Южном Китае (провинция Цзянси), где олово тесно ассоциирует с вольфрамом. В пределах северо-западной части Тихоокеанского пояса они известны в Восточном Забайкалье, где обильны кварцевые жилы, а также зоны грейзенов и штокверков в массивах кислых гранитов или вблизи них. Здесь масштаб месторождений кварцевой формации невелик. С месторождениями касситерито-кварцевой формации там, где в верхних частях разреза залегают известняки, ассоциируют оловоносные скарны, которые представляют как бы фацию касситерито-кварцевой формации.

Особенность этих месторождений — локализация скарнов в виде пластовых залежей или трубчатых тел на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород вблизи интрузий кислых гранитов, обогащенных летучими. Основу скарнов составляет агрегат геденбергита, а близ контакта с алюмосиликатными породами также гранат и эпидот. Собственно рудные минералы налагаются на скарны. Они сопровождаются кварцем и могут рассматриваться как наложение ассоциации грейзеновой или кварцевой формации на ранее образованные скарны. С касситеритом ассоциируют станнин, а иногда шеелит.

С удалением от гранитных массивов скарновые залежи сменяются собственно сульфидными, сложенными существенно арсенипиритовыми, пирротиновыми или галенито-сфалеритовыми рудами с касситеритом и станнином. В некоторых месторождениях встречаются также сульфостаннаты. Такой тип минерализации характерен для юго-востока Азии — КНР (провинции Хунань, Гуанси, Юньнань), а также Таиланд и Малайзия (округ Яни). Характерная особенность всех этих территорий — сравнительно пологое залегание карбонатных толщ, представляющих чаще платформенный чехол над древними складками или кристаллическим щитом. Так, эпиплатформенные образования представляют известняки карбона и девона провинции Хунань, триасовые известняки провинции Юньнань, а также Малаккского полуострова. Можно предполагать, что активная гранитоидная магма зарождалась и формировалась глубже, в алюмосиликатной среде фундамента. Внедряясь же по разломам в верхние горизонты, сложенные карбонатными породами, она испытывала дополнительную дифференциацию в результате поглощения реактивных карбонатных толщ и реакции взаимодействия на контакте с ним. Именно в этих условиях исключительно интенсивно сказался пневматолит и возникали сложные по составу многометалльные грейзены в гранитных телах. В северо-западной части Тихоокеанского пояса подобный полиформационный комплекс известен в пределах Ханкайского массива, где наблюдается также ассоциация разнообразных типов месторождений с характером минерализации, меняющимся в зависимости от состава вмещающих пород.

В терригенных отложениях широко развиты касситерито-силикатные и касситерито-сульфидные месторождения, связанные постепенными переходами, представляющие особую генетическую группу, где олово ассоциирует уже не с вольфрамом, а с основными металлами — свинцом, цинком, медью. Для этой группы очень характерно присутствие минералов железа, в виде силикатов (турмалин, хлорит), окислов (магнетит, гематит) и сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит, железистый сфалерит). В этой группе месторождений олово проявляет себя как халькофильный или сидерофильный элемент. Месторождения этой группы формаций иногда постепенными переходами через турмалиновые грейзены связаны с месторождениями касситерито-кварцевой формации. Однако в массовом своем развитии они обычно обособлены в самостоятельных рудных провинциях и районах и ассоциируют с нормальными биотитовыми гранитами или гранитоидами повышенной основности до диоритов включительно.

В касситерито-силикатной формации выделяются турмалиновый и хлоритовый типы. Месторождения турмалинового типа имеют часто непосредственную связь с активными гранитоидами с разными типами турмалинизации, сменяющими друг друга: в образовании вкрапленников турмалинов в гранитах, турмалиновых роговиков на контакте гранитов, метасоматических кварц-турмалиновых зон с наложенной кварц-касситеритовой и более поздней сульфидной минерализацией. Такие месторождения в одних случаях связаны с кислыми гранитами, в других — с гранитоидами повышенной основности до диоритов включительно. Минерализация в кварц-турмалиновых зонах развивается длительно, причем минеральные ассоциации закономерно сменяют друг друга. Наиболее ранняя — кварц-турмалиновая ассоциация, возникающая в процессе метасоматоза. На нее налагается ассоциация кварц-касситеритовая в виде прожилков, а иногда и в виде крупных метасоматических линзовидных тел, в которых первичная турмалиновая порода нацело замещена с выносом железо-магнезиальных составляющих. Еще более поздними являются сульфиды — пирротин, образующий мощные линзы и жилки, а местами обильный халькопирит. Самые поздние — галенит и сфалерит. Вместе с изменением во времени может прослежено изменение по вертикали с тем же порядком смены минеральных ассоциаций, как и в результате проявления зональности отложения. В случае быстрого снижения геоизотерм поздние минеральные ассоциации распространяются вглубь, вплоть до корневых частей месторождения, что обуславливает зональность чехлов или обратную вертикальную зональность.

Хлоритовый тип месторождения сходен с турмалиновым, но проявляется на участках, где в растворах отсутствует бор. Они в общем являются менее высокотемпературными. Здесь характерна та же последовательная смена минеральных ассоциаций. Однако часто сульфиды мало распространены и их заменяют окислы (магнетит и гематит). Подобные бессульфидные или малосульфидные месторождения составляют особую фацию хлоритового типа, характеризующую условия недонасыщенности серой и повышенного парциального давления кислорода (Омсукчанский район). Месторождения хлоритового типа чаще расположены в удалении от гранитоидных массивов и иногда ассоциируют с дайками.

С месторождениями хлоритового типа касситерито-силикатной формации связаны месторождения касситерито-сульфидной формации, также сопровождающиеся иногда хлоритизацией, а иногда и серицитизацией вмещающих пород. Здесь проявлены трещинные жилы выполнения, иногда образующие серии. Жилы характеризуются грубополосчатым сложением, что отражает прогрессивное приоткрывание трещин в процессе их выполнения при изменении состава растворов и физико-химических условий минералоотложения.

Для рудных минералов характерна та же последовательность, что отмечалась в жилах касситерито-силикатной формации, со сменой кварц-касситеритовой ассоциации на пирротиновую, сфалеритовую и позднюю галенит-сфалерит-карбонатную, иногда с сульфосолями. Среди месторождений этой формации выделяются типы: колчеданный, представленный в основном пирротиновыми рудами, и галенит-сфалеритовый, образующий переходы к слабо оловоносным

полиметаллическим рудным жилам, развитым по периферии рудных полей. Месторождения подобного типа распространены на Северо-Востоке СССР (Галимное), в Приморье (Смирновское), в Забайкалье (Халчеранга), в прибрежной зоне Южного Китая. Они известны также в Северной Бolivии (Кольквири и др.).

Особый тип этой формации представляют так называемые ксенотермальные месторождения с обильными сульфостаннатами и другими сульфосолями, особенно широко и ярко проявленные в Бolivии. Здесь эти месторождения ассоциируют с третичными вулканическими телами. Для них характерен в общем тот же набор минеральных ассоциаций, как и для ранее описанных типов. Особенностью же их является обилие на позднем этапе сульфосолей, видимо, образованных в условиях переноса металлов в щелочных растворах.

Эти месторождения интересны контрастностью сочетания минералов, образованных при разных температурах, начиная от турмалина и пирротина и кончая низкотемпературными сульфосолями. Месторождения эти в Бolivии заключают комплексные оловянно-серебряные руды, а иногда имеют также значение как источник меди и висмута (Тасна), вольфрама и других металлов. Для третичных месторождений Бolivийской провинции предполагается, что они местами были сформированы за счет растворения и переотложения олова, извлеченного из более ранних (мезозойских или палеозойских) грейзенов. На азиатской стороне (месторождения подобного типа известны в Приморье (Черемуховое), а также в провинции Гуанси Южного Китая.

Самостоятельную генетическую группу представляют месторождения деревянистого олова в вулканических породах, которые принято относить к риолитовой формации. Месторождения этого типа весьма обильны в поясе кислых вулканитов Мексики, а также Новой Мексики и Невады (США). Практического значения они в основном не имеют, но являются важными индикаторами непосредственной связи олова с кислыми магмами.

Олово, встречаясь часто совместно с вольфрамом, занимает относительно него различное гипсометрическое положение. В одних случаях вертикальная и горизонтальная зональность сказывается в смене вольфрамовой минерализации на оловянную с удалением от активных интрузий и во времени (Северная Бolivия). В других случаях наблюдается обратное соотношение (некоторые месторождения Забайкалья). Наконец, имеются случаи, когда вольфрамовая минерализация в кварцевых жилах прослеживается на значительные расстояния по падению, в то время как оловянная локализуется на сравнительно коротком интервале зоны самого контакта гранитов с вмещающими породами (Сихуашань, провинция Цзянси Южного Китая).

Изучение закономерностей распределения оловянных и вольфрамовых месторождений дает дополнительный материал для выяснения особенностей их генезиса. Намечается определенная связь этих металлов с гранитами и преимущественная концентрация месторождений в районах, где на поверхности (или глубине) залегают терригенные толщи, которые служили средой формирования дифференцированных оловоносных магм. Эта связь явно прослеживается для месторождений кварцевой и скарновой формаций. Что же касается месторождений касситерито-сульфидных, то связь с активными магматическими породами для них менее отчетлива. Устанавливается, как отмечалось, пространственная ассоциация их с гранитоидами повышенной основности. Иногда устанавливается приуроченность таких месторождений к районам, характеризующимся пониженной мощностью гранитного слоя, а также проявлением даек базальтовых пород и их дифференциатов. Таким образом, намечаются признаки большей связи этих месторождений с подкорковыми мантийными очагами, которые могли давать начало зарождению гранитоидных магм в нижних частях гранитного слоя.

Тесная временная и пространственная связь некоторых касситерито-сульфидных жил с базальтоидными дайками может служить признаком, если не общего источника магмы и рудоносных растворов, то попеременного сообщения трещин с разноглубинными очагами. Интересно подчеркнуть длительное раз-

вите оловорудной минерализации в некоторых районах (в Боливии 170–7 млн. лет), что свидетельствует о длительном существовании на глубине активного магматического источника.

Дальнейшее изучение геологии и геохимии олова и вольфрама в Тихоокеанском рудном поясе дает дополнительный материал не только для общего регионального металлогенического анализа, но и для реконструкции особенностей тектонического развития рудоносных провинций и всего Тихоокеанского пояса в целом.

СУРЬМА И РТУТЬ

Месторождения сурьмы и ртути известны по всему обрамлению Тихого океана и относятся в основном к молодым мезозойским или кайнозойским образованиям. Они удалены от активных магматических пород и приурочены к разломам, которые нередко трассируются по цепочкам этих рудных проявлений. В некоторых месторождениях сурьма и ртуть встречаются совместно, но чаще они все же пространственно разобщены.

СУРЬМА

Сурьмяные месторождения наиболее известны в Южном Китае, который издавна был главным поставщиком сурьмы на мировом рынке. Они проявлены также в Таиланде, в Боливии, Перу и в северо-западной части Тихоокеанского пояса.

Сурьмяные месторождения в общем однообразны и представлены низкотемпературной минерализацией, главным образом кварцево-антимонитовыми жилами. Особые типы представляют сурьмяно-вольфрамовые (антимонит-ферберитовые) жилы, получающие развитие на флангах вольфраморудных и оловорудных районов (провинция Хунань в Южном Китае, Боливия, Забайкалье). Другой самостоятельный генетический тип представляет месторождения сульфидов-антимонитов, развитые в районах полиметаллического оруденения вблизи сурьмяноносных зон (Перу).

Сурьма — характерный металл молодой металлогенической области Южной Америки. Интересна зона сурьмяной минерализации в Боливии, отмечающая меридиональный разлом, вдоль которого локализуются антимонитовые и кварцево-антимонитовые жилы сравнительно простого состава. Богатая минерализация встречается в виде гнезд и коротких линз на сопряжении разломов. Севернее сурьма широко проявлена в контактовом ореоле позднепалеозойских (раннемезозойских?) гранитоидных массивов, отмечающих и здесь меридиональный разлом. Рудопроявления и месторождения сурьмы образуют внешний ореол в кольцеобразной структуре зонального распределения месторождений. Обилие антимонита и сульфидов-антимонитов характерно и для расположенной южнее рудной провинции Аргентины, где встречаются сульфиды меди (фаматинит), свинца и цинка. Комплекс сложных сульфосолей характерен и для полиметаллического района Центрального Перу, где широко развиты блеклые руды, бурнонит и разнообразные сульфиды свинца.

На Азиатской стороне сурьмяные месторождения (кварцево-антимонитовые жилы), как отмечалось, известны в Приамурье. Ферберито-антимонитовые жилы описаны в Забайкалье. Наиболее же богата сурьмой юго-восточная Азия. Сурьма образует значительные концентрации в провинции Хунань, где ее рудопроявления как бы дугой с северо-запада оконтуривают оловоносный район. Месторождения залегают часто в карбонатных толщах и представляют метасоматические залежи. Ассоциация антимонита с ферберитом как будто подчеркивает генетическую связь сурьмяной и олово-вольфрамовой минерализации. В структурном отношении интересен сурьмяный пояс, протягивающийся в меридиональном направлении от верховьев р. Меконг до Сиамского залива.

РТУТЬ

Ртуть, как отмечалось, иногда ассоциирует с сурьмой в составе киноварно-антимонитовых месторождений, но чаще пространственно обособляется. Ее месторождения и рудопоявления еще дальше расположены от активных магматических очагов и трассируют глубинные разломы.

Среди ртутных месторождений и проявлений известны следующие формации: 1) лиственитовая, связанная с основными и ультраосновными породами; 2) кварцево-карбонатно-киноварная в терригенных породах; 3) карбонатно-киноварная в известняках и 4) диккито-карбонатная в вулканических толщах.

Лиственитовая формация проявлена вдоль зон глубинных разломов, отмеченных выходами ультрабазитов. Минерализация налагается на тела основных и ультраосновных пород и сопровождается гидротермальным их изменением (лиственитизацией). Вдоль глубинных разломов, отмеченных цепочками ультрабазитовых тел, нередко располагаются и киноварные месторождения других типов. Приуроченность ртути к этим разломам указывает на глубинный источник этого металла.

Кварцево-карбонатно-киноварная формация в терригенных породах распространена повсеместно и представлена зонами вкрапленности киновари и тонких прожилков, сопровождающихся низкотемпературным халцедоновидным кварцем и кварцином. В некоторых случаях минерализация концентрируется в пределах даек, которые служили как бы проводниками ртутных растворов.

Карбонатно-киноварная формация в известняках имеет большое практическое значение. Она широко проявлена в Южном Китае, где вдоль дугообразных зон выходов карбонатных толщ на пересечении их разломами локализуются пластовые, иногда многоярусные метасоматические залежи, в которых киноварь сопровождается кальцитом и халцедоновидным кварцем. Общие перспективы для открытия ртутных месторождений такого типа в Тихоокеанском поясе, где широкое развитие имеют как карбонатные толщи, так и глубинные разломы, весьма велики.

Диккито-карбонатная формация в вулканических толщах еще мало изучена, но, видимо, весьма перспективна. В пределах вулканических поясов обрамления Тихого океана постоянно встречаются шлиховые ореолы киновари, а местами и крупные ее месторождения. Минерализация сопровождается окварцеванием, кальцитизацией, а также развитием минералов каолиновой группы (каолинит-диккит), указывающих на кислый характер среды.

Шлиховые ореолы киновари почти всегда встречаются на флангах оловорудных и полиметаллических районов и трассируют протяженные рудоносные разломы. Причем геохимические ореолы ртути почти везде характеризуют удаленные чехлы оловянных и полиметаллических жил. Эти данные показывают, что ртуть постоянно идет совместно с другими металлами. Однако чаще она выносится за пределы рудных полей, рассеиваясь в верхних горизонтах и лишь при определенных условиях — в зонах устойчивых разломов, особенно при наличии известняков, которые являются хорошими нейтрализаторами и осадителями киновари, возникают крупные промышленные концентрации этого металла.

ХРОМ, НИКЕЛЬ, ПЛАТИНА И ТИТАН

Группа этих металлов, связанная с массивами ультраосновных и основных пород, характеризует определенные зоны глубинных "базитовых" разломов и рассматривается совместно. Рудоносные массивы ультраосновных и основных пород типичны для всего обрамления Тихого океана, главным образом для его Внутренней зоны, где они трассируют глубинные протяженные разломы. Эти породы известны и во Внешней зоне, где они тяготеют к древним эвгеосинклиналям, начиная от протерозойского возраста и кончая палеозоем.

Особенностью базитовых поясов древних сооружений является наличие мощных тел анортозитов, сопровождаемых титановой и сульфидно-никелевой мине-

рализацией (хребты Джугджур, Становой). С палеозойскими массивами ультраосновных пород связаны хромиты на северо-востоке Китая и в Северной Корее, признаки никелевой минерализации известны в хребте Сихотэ-Алинь. Однако большее значение имеют молодые позднемезозойские и третичные комплексы ультраосновных и основных пород, локализованные во Внутренней зоне и на переходе ее к Внешней. Характерно, что по направлению к Тихому океану возраст ультрабазитов и базитов неуклонно омолаживается как на западной, так и на восточной стороне океана, и, очевидно, по поясам ультрабазитов и сопровождающих их офиолитов можно устанавливать прежние границы континента и океана.

В юго-восточном, южно-американском звене Тихоокеанского пояса офиолиты известны на крайнем юге Патагонского и на севере Эквадор-Венесуэльского секторов. Рудоносность их еще слабо изучена.

Широко распространены ультраосновные и в меньшей степени сопровождающие их основные породы в Центральной Америке и в Антильской островной дуге, где они отмечают серию глубинных разломов близширотного направления. Возраст ультрабазитов и базитов на Кубе позднемеловой. Видимо, к этому же времени относится образование массивов ультраосновных пород Центральной Америки, локализующихся вдоль разломов, ограничивающих так называемый Центрально-Американский хребет. Массивы ультраосновных пород сопровождаются здесь месторождениями хрома (Куба) и никеля (Центральная Америка).

На о. Куба массивы ультраосновных пород протягиваются вдоль тектонической зоны запад-северо-западного направления на 800 км, причем по направлению к востоку количество и размеры их возрастают. Хромитовое оруждение сосредоточено в крупных дифференцированных массивах, которые, по Н.В. Павлову с соавторами (1973), имеют интрузивное происхождение.

В пределах Центральной Америки (Гватемала) цепочки ультрабазитов следуют вдоль разломов, ограничивающих горстообразный широтный блок, сложенный палеозойскими и мезозойскими складчатыми толщами. Ультрабазиты, следующие вдоль глубинных разломов, здесь, видимо, послескладчатые. С ними связана никелевая минерализация. Массивы ультраосновных и основных пород широко распространены в северной, эвгеосинклинальной зоне Кордильер, где их возраст датируется от палеозоя до третичного времени. С интрузивами мелового времени связаны медно-никелевые месторождения юго-запада Канады. Меловые массивы ультрабазитов, расположенные вдоль разлома по самому побережью к северу от Калифорнийского полуострова, заключают множество хромитовых месторождений и рудопоявлений. Характерно, что эта же зона отмечена концентрациями ртути. Севернее представляют интерес платиновые массивы Аляски, которые служат источником платины в морских россыпях.

На территории Азиатской ветви Тихоокеанского пояса, как отмечалось, массивы ультраосновных и основных пород известны как и в древних приазиатских складчатых сооружениях, так и в молодых структурах, обрамляющих Тихий океан.

Вблизи побережья Охотского моря протягивается крупнейший анортозитовый массив хребта Джугджур с проявлениями магматических титановых месторождений, а также никелевой минерализации. Эта же зона поворачивает затем к западу, вдоль Станового хребта, где также известны анортозиты и габброиды. В последних встречены медно-никелевые проявления (Лукинда).

Как отмечалось, ультрабазиты известны в эвгеосинклинальной зоне Сихотэ-Алиня, где они образуют две цепочки, приуроченные к глубинным, видимо, послескладчатым разломам. В некоторых массивах известны проявления никеля.

Далее к югу массивы ультраосновных пород с хромитом установлены среди протерозойских и палеозойских складчатых сооружений Кореи и в палеозойских структурах северо-востока Китая.

Широко развиты массивы основных и ультраосновных пород во Внутренней зоне Тихоокеанского рудного пояса. Как отмечалось, возраст этих поясов омолаживается по направлению к востоку, т.е. к Тихому океану. Это особен-

но наглядно можно проследить на примере Корякского нагорья, где с запада на восток вскрываются ультрабазитовые цепочки палеозойского, мелового и третичного возрастов. Возможно, они служат реперами бывших границ континента.

Массивы основных и ультраосновных пород локализованы с тихоокеанской стороны полуострова Камчатка и о.Сахалин. Они сопровождаются проявлениями хромитов, а также никеля. На продолжении Камчатской зоны ультраосновные породы мелового возраста встречены на о.Шикотан.

Далее на юг располагается крупная полоса ультрабазитов о.Хоккайдо, в так называемой зоне Хидака, где концентрируются массивы ультраосновных пород юрского возраста, несущие проявления хромитовой минерализации. Цепочки массивов ультрабазитов устанавливаются в офиолитовых поясах островов Сикоку – Кюсю. Этот ультрабазитовый пояс с перерывами прослеживается по островам далеко к югу, вплоть до Австралийского сектора Тихоокеанского пояса. Очень интересен в отношении оруденения Филиппинский архипелаг, особенно о.Лусон, где с меловыми ультрабазитами связаны крупные концентрации хромитов.

Еще южнее наблюдается сложное сочленение Тихоокеанской и Индийской ультрабазитовых зон, которые характеризуются в основном проявлением третичных массивов ультраосновных пород. Так, одна полоса ультрабазитов отводится от Филиппин в сторону Борнео, где известны месторождения никеля и хрома. Другая идет в направлении к островам, обрамляющим Австралию, где также происходит соединение с продолжением Сериземноморского ультрабазитового пояса. Массивы ультрабазитов и здесь концентрируются вдоль разломов. На о.Новая Гвинея они вытянуты вдоль широтного разлома, причем с ними связано никелевое оруденение. Дальше к востоку гипербазитовый пояс поворачивает на юг, обрамляя Австралию вдоль системы островов. Остров Новая Каледония знаменит крупнейшими месторождениями никеля. Весьма интересны также никеленосные массивы ультраосновных пород Новой Зеландии.

Огромное протяжение прерывистой цепочки ультрабазитовых пород позволяет наметить грандиозные ультрабазитовые или базитовые разломы и предположить, что существенную роль в образовании массивов ультраосновных пород могло играть перемещение выжатых блоков мантии. Во всяком случае среди геологов Океании и Австралии гипотеза тектонического происхождения альпийских ультрабазитовых массивов является широко распространенной (Twelfth Pacific Science Congress, 1969).

Изучение материалов по ультрабазитам обрамления Тихого океана показывает, что, очевидно, имеются образования разных типов: и тектонически выжатых блоков мантии в области обрамления океана, и собственно интрузивных образований с характерным для них типом последовательно магматической дифференциации, определяющей концентрацию рудных элементов – хромита, платины или никелевых руд.

ЖЕЛЕЗО И МАРГАНЕЦ

Железо и марганец не являются типоморфными металлами Тихоокеанского рудного пояса. Они образуют значительные концентрации, главным образом в древних структурах его обрамления. Наиболее продуктивна в отношении этих металлов была бы протерозойская эпоха, когда в зонах протяженных прогибов формировались толщи железистых кварцитов. Месторождения этого типа широко развиты как на Американской, так и Азиатской стороне обрамления Тихоокеанского рудного пояса. Некоторые из них непосредственно подходят к современному побережью Тихого океана. Так, в Южной Америке выходы железистых кварцитов (итаберитов), сходных с протерозойскими бразильскими(?), известны у границы с Аргентиной и вдоль южного и центрального побережья Чили. Большое развитие железистые кварциты имеют на Азиатской стороне. Они известны в протерозойских и кембрийских отложениях юга Дальнего Вос-

тока (Удской бассейн, Большой Хинган, Лесозаводский район Приморья). Крупнейшие месторождения этого типа известны в Корее (Мусан), а также на северо-востоке Китая (Аньшань). С железом в месторождениях этого типа ассоциирует также марганец, который местами дает промышленные концентрации. Возможно, что именно высокая марганцевосность древних комплексов фундамента обуславливает специфически марганцевый профиль гидротермальной минерализации многих рудных районов Дальнего Востока. Это сказывается в присутствии мангангеденбергита, манганаксинита в скарновых месторождениях, жильных карбонатов марганца в гидротермальных месторождениях.

В пределах Внутренней зоны Тихоокеанского пояса известны осадочно-вулканогенные марганцевые месторождения. Они широко распространены в южных эвгеосинклиналях Японии, а также в Новой Зеландии, Калифорнии, Центральной Америке и на Кубе (калифорнийский тип).

Довольно широко распространены и эндогенные железорудные месторождения, главным образом скарнового типа. Они неизменно встречаются в районах развития карбонатных толщ там, где они прорваны гранитоидными породами. Протяженный железорудный пояс устанавливается в Среднем Чили, где известны многие десятки месторождений. В пределах узкой полосы, протягивающейся на сотни километров, месторождения представлены скарнами с магнетитовым оруденением и локализованы на контакте меловых гранитоидных базальтов с эффузивно-осадочной юрской толщей, содержащей прослой известняков. Месторождения имеют промышленное значение и уже много лет отрабатываются.

Интересно железорудное скарновое месторождение Дуранго в Мексике. Оно занимает аналогичное положение, локализуясь на контакте небольшого гранитоидного интрузива с карбонатными отложениями и представлено скарновыми залежами с магнетитом, гематитом и обильным апатитом. Скарновые месторождения известны и к северу, на территории США и Канады.

В Азиатской ветви Тихоокеанского пояса они проявлены на Чукотке, а также в Ольгинском районе Приморья. Месторождения незначительны по масштабам и в общем однотипны по характеру минерализации.

Весьма распространены железорудные скарновые месторождения в центральной части Малаккского полуострова, где они образуют как бы цепочку на контактах гранитных массивов с осадочными палеозойскими и триасовыми толщами, заключающими известняки. Эта формация для Тихоокеанского пояса имеет подчиненное промышленное значение.

Особый тип рудных концентраций представляют титано-магнетитовые пески, известные во многих районах на пляже и шельфе Тихоокеанского обрамления. Они имеют промышленное значение на шельфах Австралии и Новой Зеландии. Такого типа месторождения известны и в Японии. Источником магнетита или чаще титаномагнетита служат основные породы метаморфические сланцы, молодые базальтоиды, обычные в зоне перехода от континента к океану.

Наконец, весьма своеобразный тип представляют современные концентрации железа и марганца на дне океана, которые содержат также никель, кобальт, ванадий, медь в рудных конкрециях.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

По генетическому признаку месторождения Тихоокеанского пояса можно разделить на классы: экзогенные (осадочные, метаморфогенные) и эндогенные (образования, связанные с магматическими породами и глубинными источниками рудоносных растворов).

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Представления о значительной роли осадочных концентраций рудного вещества в последнее время получают большое развитие. Доказывается, что крупнейшее свинцово-цинковое месторождение Салливан в Канаде, заключенное среди чер-

ных аспидных протерозойских сланцев, имеет первично-осадочное происхождение. То же предполагается для уникальных протерозойских месторождений Брокен-Хилл и Маунт Айза в Австралии. Вероятно, следует уделить внимание поискам подобных месторождений и в других зонах развития соответствующих осадочных формаций, и прежде всего в древних геосинклинальных областях. Можно предполагать открытие и первично-осадочных месторождений сурьмы и вольфрама, аналоги которых известны в Европе.

С группой собственно-осадочных стратиформных месторождений сопоставляется и обширное семейство эксгальационно-осадочных месторождений в областях проявления подводного вулканизма ранних стадий геосинклинального развития. Сюда относится конвергентная группа колчеданных месторождений — пластовых пиритовых залежей, ассоциирующих с основными вулканитами, а также пласты вулканитов с вкрапленными рассеянными рудами (пластовые залежи сингенетических медных руд Чили).

К этому же классу относятся месторождения железистых и марганцовистых кварцитов, характерные для древних эвгеосинклиналей и претерпевшие после отложения рудного вещества глубокие метаморфические превращения.

К собственно метаморфическим образованиям можно отнести месторождения графита, флогопита, титанистых сланцев и других продуктов превращения первично-осадочных пород.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К эндогенным месторождениям мы относим новообразования, связанные с приносом рудного вещества магматическими породами или растворами, восходящими из подкоровых оболочек земли.

Рассмотрим последовательно ряды формаций, связанных с различными по составу магматическими породами, допуская, что для некоторых типов месторождений ассоциация с магматитами может оказаться лишь пространственной или структурной, а непосредственным источником растворов являются более глубокие источники.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ

В этой группе проявлены собственно магматические месторождения хрома, никеля, платиноидов, асбеста, а также месторождения коры выветривания, связанные с разрушением первичных рудоносных ультраосновных пород. Месторождения локализируются в пределах массивов ультраосновных пород, приуроченных к глубинным разломам и имеющим различное происхождение: собственно интрузивное, метасоматическое или тектоническое — протрузии пластин мантии. Независимо от способа происхождения ультраосновные породы сопровождаются одним и тем же спектром рудных сидерофильных элементов, концентрирующихся в магматических расплавах ввиду близости их геохимических свойств с главными элементами ультраосновных пород. Некоторые рудные элементы первоначально входят как примеси в породообразующие минералы: хром в шпинелиды, никель — в породообразующие пироксены. Позднее при наложении процессов гидротермальной переработки может происходить перегруппировка этих рудных элементов и концентрация их с образованием месторождений. Однако главный тип концентрации все же связан с ранней собственно магматической стадией формирования пород. Для хромитов особенно благоприятны расслоенные дифференцированные крупные интрузивные массивы. Никелевые месторождения иногда встречаются и в мелких дайковых телах.

Месторождения этой группы развиты в обрамлении Тихого океана, среди офиолитовых поясов, образовавшихся на океанической коре, а также вдоль протяженных зон глубинных разломов, по которым происходило тектоническое выжимание пластин мантии. Они проявлены также и в удалении от Тихоокеанского блока, в пределах Внешней зоны, где локализируются в палеозойских и более древних эвгеосинклиналях, образуя цепочки вдоль глубинных разломов.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ

Эта группа интрузивных пород включает разнообразные генетические типы месторождений. Здесь встречаются медно-никелевые месторождения, связанные с габброидами или базальтоидами, месторождения титано-магнетитовых руд, особенно характерные для древних анортозитовых массивов обрамления Тихого океана, медная минерализация в базальтах в виде выделений самородной меди (о. Медный Командорской группы).

Особый тип минерализации связан с вулканическими основными породами начальных этапов развития геосинклинали. Сюда относятся колчеданные месторождения различных типов. С базальтами эвгеосинклинальных зон связаны эксгальсионные серноколчеданные и медноколчеданные месторождения, нередко претерпевшие изменения — метаморфизм и регенерацию при наложении более поздних процессов.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ЩЕЛОЧНЫМИ ПРОИЗВОДНЫМИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

В этой группе встречаются как собственно магматические месторождения, связанные с щелочными породами и сопровождающими их карбонатитами, так и метасоматические образования в контактовых ореолах фенитизации. Месторождения включают минералы редких земель, титана, циркона, ниобия. Они приурочены к разломам и локализируются в различных геологических условиях, иногда в активизированных древних платформенных сооружениях. По возрасту они разнообразны. Среди них встречаются как древнейшие — протерозойские образования, так и молодые — третичные. Месторождения подобного типа известны в Азиатской ветви, а также в Американской (Калифорния).

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ СО СРЕДНИМИ ПОРОДАМИ

На ранних этапах развития геосинклинали с андезитовой формацией связаны колчеданные эксгальсионно-осадочные месторождения, а также, по-видимому, мощные пласты с сингенетической сульфидной вкрапленностью самородной меди, пирита, халькопирита и других медных минералов (Чили). Наряду с медью колчеданные месторождения этой группы содержат свинцово-цинковые руды, особенно характерные для разностей, связанных с наложением гидротермальных процессов.

Собственно магматические месторождения эндогенного класса неизвестны. Наибольшее значение здесь имеют месторождения постмагматические различных типов — скарны, месторождения вкрапленных порфировых руд, гидротермальные (сульфидные и кварц-карбонатные) жилы. Наиболее типичные металлы этой петрохимической группы интрузий — медь, золото, местами свинец и цинк. Рудоносные массивы представлены диоритами, кварцевыми диоритами, монзонитами, гранодиоритами и их поздними производными — биотитовыми гранитами. Рудоносные скарны включают железные (магнетитовые) руды (Чили), медные руды (Чили, Канада) в виде сульфидных линз, наложенных на порудные скарны. Особую группу представляют месторождения медно-молибдено-порфировых руд, образующих единую генетическую группу с переменными количествами этих двух металлов. Месторождения локализируются внутри интрузивов диоритов на Азиатской стороне, монзонитов — на Американской, а также иногда располагаются в зонах дробления их экзоконтактов. Оруденение сопровождается нередко щелочным метасоматозом с появлением калиевого полевого шпата, а также кварц-серицитовым изменением. Количество молибдена выше в разностях субщелочного характера — монзонитоидах и возрастает с удалением в глубь континента. Крайний член этого ряда представляет молибденовое месторождение Кляймекс в США. Медно-молибденовые руды сопровождаются также золотом. Оруденение прослеживается на сотни метров вглубь и связано, видимо, с глубинным источником растворов, поднимавшихся по интрузивным телам, которые служили флюидопроводниками и местом локализации руд.

В зоне экзоконтакта подобных гранитоидных массивов среди вулканитов иногда проявлены своеобразные щелочные пегматоидные жилы, сложенные биотитом и калиевым полевым шпатом в графических пегматоидных сростаниях. Характерной особенностью жил является отсутствие кварца, отражающее щелочную природу рудоносных интрузивов (Канада).

С гранодиоритовыми и диоритовыми массивами связаны крупные золото-кварцевые месторождения, приуроченные к мощным зонам дробления (знаменитая жила Мозер Лод в хребте Сьерра-Невада). Иногда разломы, отмеченные печочкой интрузивных штоков, заключают золотоносные кварц-карбонатные жилы.

С некоторыми массивами гранитоидов повышенной основности ассоциируют оловорудные и олово-полиметаллические месторождения железо-силикатной и сульфидной формаций, представленные метасоматическими турмалиновыми или хлоритовыми зонами с наложением кварц-касситеритовым и сульфидным оруденением. Эти жилы встречаются также и в кислых гранитах. Поэтому можно предполагать, что и в первом случае они образованы за счет глубинных очагов кислой магмы, а гранитоиды повышенной основности, вскрывающиеся в современном эрозионном срезе, представляли лишь первые ранние порции гранитоидных расплавов и служили флюидопроводниками для поступления рудоносных растворов из очагов глубокой кислой магмы.

Самыми поздними и низкотемпературными представителями этой группы являются золото-серебряные месторождения, связанные с вулканитами контрастных базальто-диоритовых серий (США). Эта формационная группа месторождений, характерная для посторогенных вулканических поясов кислого и среднего состава, возникает на поздних стадиях их развития вдоль глубинных разломов. Жилы, сложенные кварцем, кальцитом и частично адуляром, сопровождаются щелочным метасоматозом (адуляризация), а на поздних стадиях также кислым-развитие каолинита и диккита, очевидно, в условиях смешения восходящих растворов с обогащенными кислородом поверхностными водами. С этой же группой пород пространственно связаны иногда проявления ртути.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С КИСЛЫМИ И УЛЬТРАКИСЛЫМИ ПОРОДАМИ

Петрохимическая группа рудоносных пород, представленная гранитами, сопровождается минерализацией сиалического профиля — оловом, вольфрамом, а также свинцом и цинком. Собственно магматических месторождений в этой группе неизвестно, однако немалое значение имеют месторождения апомагматической группы, образованные в результате автопневматолитового изменения гранитных тел. В этих условиях возникают метасоматически переработанные породы, являющиеся источником многих редких элементов — тантала, ниобия, бериллия и иногда касситерита (Аргентина). Рудные формации этого типа характерны для Внешней зоны Тихоокеанского пояса, в районах сиалического и особенно ультрасиалического профиля. С кислыми и ультракислыми гранитами также связаны пегматиты, служащие источниками касситеритоносных россыпей. С пегматитами также связана редкометалльная минерализация (бериллий, тантал, ниобий) (Австралия, Аргентина).

Особую генетическую группу представляют щелочные метасоматиты, развивающиеся по гранитоидам и в их экзоконтакте с проявлением альбитизации, а также комплексов редкометалльных минералов (тантала, ниобия, бериллия). Подобного типа месторождения (Аргентина) характерны больше для относительно древних металлогенических эпох — палеозоя и раннего мезозоя и представляют высокотемпературные образования, возможно, отражающие интенсивную гранитизацию в глубоких частях земной коры, сопровождавшуюся выносом и перегруппировкой редких металлов.

С породами гранитного ряда часто ассоциируют скарны, особенно типичные для районов развития карбонатных толщ. Скарны сопровождаются наложенным оруденением железа (магнетитовые залежи), вольфрама и олова (шеелитоносные и касситеритоносные скарны Южного Китая, шеелитоносные скарны Север-

ной Америки). Олово-вольфрамовые скарны нередко отличаются наложением процессов грейзенизации и окварцевания. В удалении от гранитов локализуются сульфидные рудные тела трубчатого типа с минерализацией, также наложенной на скарны.

Среди скарновых месторождений можно выделить магнезиальный и известковый тип. Первый характеризуется высокотемпературной минерализацией, проявляющейся непосредственно в процессе контактового взаимодействия гранитного расплава с доломитами. Широко развиты высокотемпературные магнезиальные силикаты (хондродит, а также гранат и пироксен). Наложенная минерализация характеризуется медными рудами, иногда гипогенными боратами магния и полиметаллическим оруденением (Корея). Известковый тип включает более низкотемпературную разность скарнов, образованных в результате реакционно-биметасоматического взаимодействия известняков с алюмосиликатными породами под влиянием восходящих растворов, поступающих из глубинных частей гранитных массивов уже много времени спустя после их остывания и образования эндогенетических грещин. Скарновая ассоциация представлена гранатом, пироксенами (диопсид, геденбергит), везувианом; рудные составляющие — магнетитом, иногда касситеритом, а также сульфидами меди, свинца и цинка.

К следующей генетической группе относятся гидротермальные месторождения — грейзены и кварцевые жилы, образованные в значительной части в пневматолитовых условиях, а также железо-силикатные метасоматические жильные зоны турмалинового и хлоритового типов и собственно сульфидные жилы. Наиболее высокотемпературные члены этого ряда включают руды олова и вольфрама кварцевой, силикатной и сульфидной формаций. Последние постепенными переходами связаны с полиметаллическими сульфидными месторождениями.

Тот же комплекс месторождений характеризует и группу ультракислых пород, с той только разницей, что в них более ярко проявлены пневматолитовые процессы, приводящие к образованию грейзенов. Значительные концентрации здесь получают наряду с оловом и вольфрамом другие литофильные элементы — бериллий, редкие щелочи (литий, цезий) и фтор. В отличие от предыдущей группы фтористый метасоматоз здесь более интенсивен, чем борный, и сами редкометалльные месторождения иногда сочетаются пространственно с флюоритовыми.

Ультракислые гранитные интрузии формируются нередко в областях активизации древних сооружений, характеризующихся мощной сиалической корой. Верхние части разреза иногда сложены полого дислоцированными карбонатными толщами, а нижние, очевидно, породами кислого сиалического состава, в которых беспрепятственно протекала последовательно автодифференциация гранитных расплавов, с отщеплением поздних производных, обогащенных летучими и редкими металлами. Внедряясь в верхние карбонатные горизонты, гранитная магма испытывала дополнительную ксенодифференциацию под влиянием ассимиляции карбонатных пород и нарушения баланса летучих (поглощение углекислоты). Возможно, что эти условия способствовали дальнейшему разделению расплавов с обособлением гибридных пород, с одной стороны, и ультракислых гранитных расплавов, с другой.

Районы, характеризующиеся сочетанием кислых гранитов и карбонатных вмещающих толщ, отличаются проявлением полиформационных комплексов, с развитием скарнов среди карбонатных пород, грейзенов и кварцевых жил, а иногда и пегматитов — в гранитных интрузивах. Именно такие полиформационные комплексы и наиболее интересны в отношении концентрации олова.

К особой генетической группе относятся месторождения апориолитовой формации с выделением деревянистого олова в вулканических породах. Эта формация характерна для наложенных поясов кислых вулканитов, протягивающихся во Внешней зоне Тихоокеанского пояса, параллельно его ограничению. Важного практического значения эти месторождения не имеют.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АМАГМАТИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

Они представлены ртутными и сурьмяными месторождениями, для которых не выявлена прямая генетическая связь с магматическими породами. Иногда пространственно ртутные месторождения ассоциируют с ультрабазитами, контролируясь теми же глубинными разломами (Калифорния, разлом Красной реки в Китае). В других случаях они сочетаются с полями наземных кислых вулканизов (Корея), но в то же время существуют обширные площади, где ртуть встречается в удалении от выходов магматических пород (Юг Китая). Сурьмяные месторождения ближе ассоциируют с месторождениями других металлов. В частности это проявлено в своеобразной вольфрамо-сурьмяной ассоциации антимонито-ферберитовых жил, известных в Китае, а также в Забайкалье и Боливии.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ НЕЯСНОГО ГЕНЕЗИСА

К ним относятся стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных и терригенных породах, а также месторождения медистых песчаников, которые предположительно считают сингенетичными осадочными. Формации полиметаллических месторождений этой группы имеют огромное практическое значение. Они известны как в Азиатской, так и в Американской ветви (месторождение Салливан и др.). В большинстве своем эти месторождения залегают в древних протерозойских осадках. В значительной степени они видоизменены при наложении более поздних процессов.

Формации медистых песчаников характеризуют районы высокой эндогенной меденосности. Они широко проявлены в Южной Америке (Чили, Перу, Боливия), в Северной Америке, а также на юге Китая (район Кам-Юньнаньской оси). Предполагается, что медь поступала в бассейны осадконакопления за счет размыва более древних эндогенных меденосных вулканизов и медных месторождений. Осадконакопление совершалось под влиянием восстанавливающего действия органического вещества на процессы рудогенеза. Руды формации медистых песчаников играют роль промежуточного коллектора, из которого медь снова может заимствоваться гидротермальными растворами в процессе активизации.

Анализ эндогенных формаций Тихоокеанского пояса позволяет сделать некоторые выводы о закономерностях их размещения по отношению к Тихоокеанской впадине, а также об изменении формационных типов во времени. Формации месторождений связаны с базитами (фемическая группа) и ультрабазитами (ультрафемическая группа), тяготеют непосредственно к Тихоокеанскому обрамлению и принадлежат к Внутренней мегазоне Тихоокеанского пояса, что обуславливается большим влиянием симатической оболочки (мантии) на петро- и рудогенез, на сочленении континентов с Тихоокеанским мегакратоном. Исключением являются древние эвгеосинклинали, подходящие к Тихоокеанскому кольцу по ближайшим тектоническим зонам внутриазиатского тектонического направления.

Устанавливается эволюция во времени формационных типов месторождений некоторых металлов. Так, джеспилитовая формация, как и везде, приурочена к древним докембрийским комплексам, и ее проявление близ побережья Тихого океана (Чили) можно рассматривать как индикатор далекого продолжения в прошлом докембрийского щита на запад.

Специфическую особенность протерозойских зон составляет проявление первично-осадочных полиметаллических месторождений, приуроченных к аспидной (Салливан) или вулканогенно-терригенной (Маунт Айза, Брокен-Хилл) формациям. Именно с этим периодом связано накопление в больших количествах свинца и цинка, а также меди в слоистых породах. В дальнейшем руды этих древних месторождений испытали метаморфизм — перекристаллизацию, перемещение металлов, а местами наложение высокотемпературных минеральных ассоциаций (гранат на Брокен-Хилле, турмалин — в Салливане).

К древним (архей, протерозой) относятся формации железо-титановой и никелевой минерализаций, связанных с анортозитами (Джугджур), и проявления

метаморфических золотоносных образований типа альпийских жил в связи с трондьмитами (Кентейский массив, КНР).

Магматические месторождения сидерофильных элементов, связанных с ультрабазиитами и базитами (Cr, Ni, Pt), встречаются в разновозрастных комплексах, образованных различным путем (интрузии и протрузии), и не имеют заметного изменения во времени.

То же можно сказать и о колчеданных месторождениях, приуроченных к эвгеосинклиналям, которые сходны в разновозрастных зонах, начиная с палеозойских (Самбагава в Японии) и кончая третичными (Филиппины). Намечается лишь зависимость характера оруденения от особенностей глубинного строения этих зон — образования эвгеосинклинальных комплексов на симатической (океанической) коре (серноколчеданные залежи с медной минерализацией — тип Самбагава) или на сиалическом древнем фундаменте, где они возникают в результате раздвигов по глубинным разломам (тип Куроко). В этом случае развиваются Pb—Zn—Cu рудные тела полигенетического характера — частично эксгальционно-осадочные, частично перетолженные эндогенными растворами.

Во все периоды образуются скарны. Однако образование скарново-полиметаллических грубчатых тел, ассоциирующих с субвулканическими андезитами, характерно в основном для третичных рудных провинций. К молодым рудным образованиям относятся месторождения медно-порфировой формации (с молибденом и золотом), связанные в Американской ветви часто с монцонитами, а в Азиатской с диоритами и гранодиоритами. Именно этот формационный тип включает главные запасы медных руд Тихоокеанского пояса.

К третичным образованиям относятся также и касситерито-сульфидные месторождения с сульфостаннатами Боливийского типа, ассоциирующие с субвулканическими телами, месторождения деревянистого олова в риолитах, золото-серебряные жилы и штокверки в третичных аппаратах и др. Молодой возраст имеют сурьмяно-ртутные месторождения. Очевидно, в древних металлогенических зонах они уже срезаны эрозией.

Анализ формационной принадлежности месторождений различных металлов позволяет реконструировать степень влияния мантийных элементов — особенности глубинного строения и режима развития металлогенических зон и также степени их эрозионного среза. Формационная характеристика месторождений необходима для типизации рудных зон и районов, которая должна быть положена в основу прогнозов и оценки рудоносных территорий.

ТИПЫ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ И РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В классификации типов рудоносных территорий (таблица) мы придерживаемся принципа, изложенного ранее (Радкевич, 1974). Вертикальные ряды таблицы составляют рудные провинции различного геохимического профиля ультрафемические, фемические, фемическо-сиалические, сиалические и ультрасиалические. В этом ряду формаций некоторые члены связаны постепенными переходами, т.е. степень фемичности и сиаличности в них меняется постепенно, в зависимости от мощности и состава земной коры. В целом происходит увеличение влияния коровых элементов и уменьшение подкоровых фемических и ультрафемических в классификационном ряду слева направо. Эти петрохимические особенности коррелируются, как отмечалось, с мощностью земной коры, положением относительно Тихого океана (преобладание фемических элементов во внутренней зоне и сиалических — во внешней), а также с типом развития рудоконтролирующих тектонических зон (зоны эвгеосинклинального и миогеосинклинального типов в пределах континентов).

Помимо петрохимического типа рудоносных провинций, которые находят отражение прежде всего в составе рудоносных вмещающих пород, существенное влияние на характер металлогении оказывает тектонический режим развития, рассматриваемый в историческом плане. Соответственно горизонтальные ряды классификационной таблицы составляют районы, характеризующиеся проявлением

Таблица. Типы главных рудоносных зон

Этапы	Ультрафемический (эвгеосинклинали, глубинные разломы), <i>UF</i>	Фемический (эвгеосинклинали сокращенного развития), <i>F</i>	Фемическо-сиалический (эвгеосинклинали полного развития), <i>FS</i>	Сиалический (необогатенные миогеосинклинали с несокращенной мощностью земной коры), <i>S</i>	Ультрасиалический (обращенные миогеосинклинали, активизированные древние сиалические массивы с большой мощностью земной коры), <i>FS</i>
Геосинклинального раннего развития	<i>ub, gb</i> - Cr, Ni (<i>mg</i>) (19, 23-26)	Инициальные вулканы: <i>py</i> , - Cu, Zn (<i>k</i>); <i>gb</i> - Cu, Ni, Au (20, 23-26)	-	-	-
II средний		<i>gb, d</i> - Fe, Cu (<i>sk</i>); <i>plgr</i> - Au (22-26)	<i>d, gd</i> - Au; <i>gr</i> ; T - Sn, W; K - Pb, Zn (<i>l</i>)	<i>gd, gr</i> ; T - Sn; W (<i>q</i>); K - Sn (<i>s</i>); K - Pb, Zn (1, 2, 5)	<i>gr, lgr</i> - T - W, Sn (<i>q</i>); K - Sn, W, Pb, Zn (<i>sk, s</i>) (10, 11, 13)
III поздний		Малые интрузии: <i>gd</i> - Cu, Mo, Au, Fe (<i>p</i>) (8, 20)	Малые интрузии: <i>gd</i> , <i>m</i> - Cu, Mo, Au (1, 5, 7, 9, 14-16, 18)	Малые интрузии: <i>gr</i> - K - Sn (<i>s</i>); K - Pb, Zn (1, 2, 5)	<i>gr, lgr</i> - T - W, Sn (<i>q</i>) K - Sn, W, Pb, Zn (<i>s</i>) (10, 11, 13)
Активизации	IV тектономагматический	<i>alk, ub</i> - Nb, Ti, Zr	Основные, Трапзы, средние дай-платобазальты: Au, Cu Cu, Ni (3, 20, 21) (12)	Малые интрузии: <i>gd</i> - Cu, Mo, Au (6, 18)	<i>gr, lgr</i> - T - Sn, W (<i>q</i>); K - Pb, Zn (17, 21)
	V амагматический	Hg	Sb, Hg	Hg	- Sb, Hg (10)

Примечания: Породы: *ub* - ультрабазиты, *gb* - габбро, *d* - диориты, *gd* - гранодиориты, *m* - монциты, *plgr* - плагиограниты, *gr* - граниты, *lgr* - лейкограниты, *alk* - щелочные породы; формации: *mg* - магматическая, *k* - колчеданная, *py* - пиритовая колчеданная, *sk* - скарновая, *s* - сульфидная, *p* - порфириновая, *q* - кварцевая; вмещающие породы: K - карбонатные, T - терригенные.

Цифры в скобках - номера рудных провинций на рис. 63

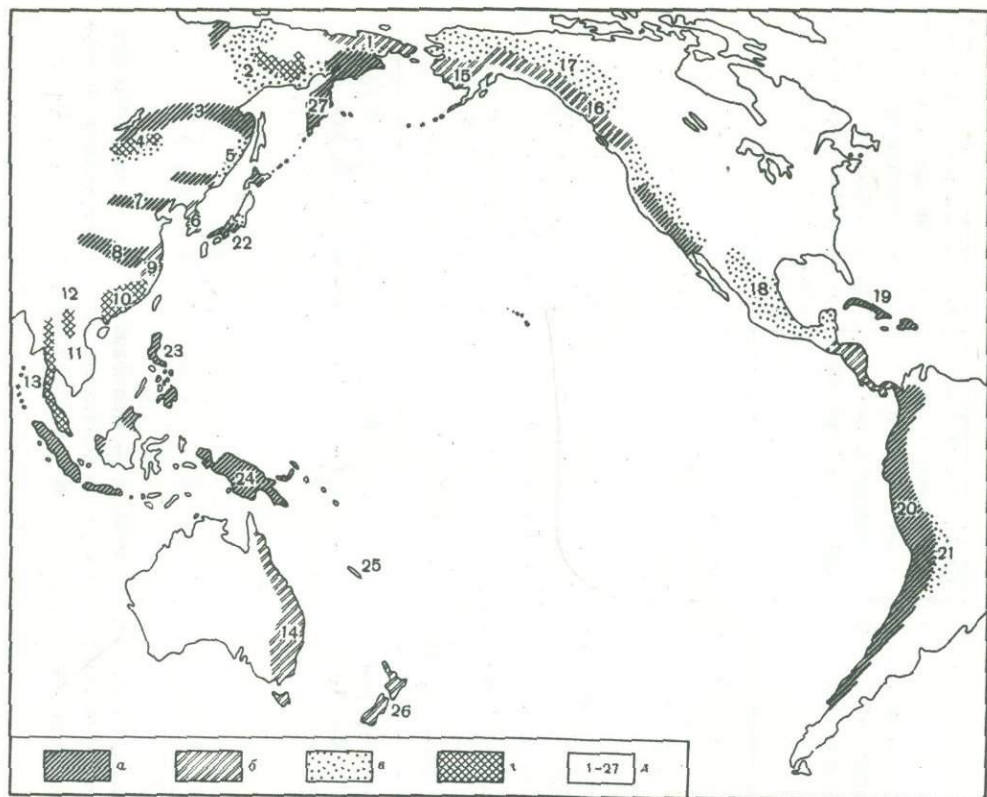


Рис. 63. Типы рудных провинций Тихоокеанского пояса

а — ультрафемические, фемические (UF, F), б — фемическо-сиалические (FS), в — сиалические (S), г — ультрасиалические (US), д — рудные провинции (номера на карте): 1 — Чукотская — FS — III (Sn, W, Au) — T; 2 — Яно-Колымская S — III (Sn, W, Au) — T; 3 — Монголо-Охотская — F — I, IV (Ni, Cu, Au) — T; 4 — Забайкальская — US — II, III (Sn, W, Pb, Zn) — T; K; 5 — Сихотэ-Алинская — S — I, IV (Sn, W, Au, Pb, Zn) — T, K; 6 — активизированного Сино-Корейского шита — FS — IV (Ni, Cu, Pb, Zn, Hg, W) — T, K; 7 — Яньшаньская — FS — IV (W, Mo, Pb) — T; 8 — Яньцзы-Цинлинская — F — IV (Fe, Cu, Mo) — K; 9 — Цзянаньская — FS — IV (Cu, Pb, Zn, Sb) — T; 10 — Цзянси-Хунань-Гуансийская — US — IV (Sn, W) — T, K; 11 — Юньшань-Вьетнамская — US — IV (Sn) — T, K; 12 — Кам-Юньнаньская — F — IV (Cu) — T; 13 — Бирма-Индонезийская — US — III, IV (Sn, W) — T, K; 14 — Восточно-Австралийская — FS — IV (Au, Sn, W, Cu, Pb) — T; 15 — Аляскинская — FS — IV (Au, Sn) — T, K; 16 — Невадийская — FS — III, IV (Cu, Au, W) — T; 17 — Ларамийская — S — IV (Sn, W, Pb, Zn, Mo) — T, K; 18 — Мексиканская — S — IV (Pb, Zn, Cu, Au, Ag) — T, K; 19 — Кубинская — UF — I, II IV (Ni, Cr, Mn, Cu) — T; 20 — Прибрежная Южно-Американская — F — I, II (Cu, Pb, Zn, Au) — T; 21 — Боливийская — S — IV (Sn, W, Bi, Pb, Zn) — T; 22 — Южно-Японская — F, UF — I (Cu) — T; 23 — Филиппинская — F, UF, — III, IV (Cu, Mo, Au) — T; 24 — Ново-Гвинейская — F, UF — I, IV (Cr, Ni, Cu, Au) — T; 25 — Ново-Каледонская — F, UF — I (Ni) — T; 26 — Ново-Зеландская — FS (UF — II (Cr, Ni, Au) — T; 27 — Камчатско-Курильская — F — II (Mo, Cu, Hg, Au, Sn, S, Pb, Sn).

Римские цифры: I — III — этапы геосинклинального развития, IV — этап тектоно-магматической активизации.

Породы, вмещающие оруденение: K — карбонатные, T — терригенные

магматизма разных стадий развития подвижных зон. При этом выделяются группы районов с минерализацией различных этапов: начальных, ранних, средних, поздних, постороженных, магматической активизации, амагматической активизации и районы проявления осадочных месторождений металлов. При составлении такой классификации мы пытались увязать типизацию рудоносных территорий в зависимости от состава и мощности, а также тектонического развития земной коры с представлением Ю.А. Билибина о направленном развитии подвижных зон и закономерном изменении типов магматических и рудных формаций во времени.

Классификация касается как рудных провинций в целом, так и отдельных рудных зон и рудных районов (рис. 63).

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ УЛЬТРАФЕМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Рудные районы этого типа характеризуются определенным набором магматических и рудных формаций – развитием ультраосновных пород и связанных с ними месторождений хромитов, никеля, платиноидов, асбеста и др. Однако генетические рудоносные ультраосновные породы могут представлять различные образования, что в значительной мере определяется общей структурной их позицией. В обрамлении Тихого океана вдоль зон эвгеосинклиналей ультрабазиты участвуют в составе офиолитовых поясов. Возможно, что некоторые из них представляют тектонические чешуи мантии, выжатые вдоль разломов глубокого заложения. Однако вместе с тем известны и заведомо интрузивные массивы ультраосновных пород, образованные как в раннюю стадию развития эвгеосинклиналей (протерозойские и верхнепалеозойские интрузии Северной Кореи), так и при последующем развитии эвгеосинклинальных трогов. К последнему типу относятся цепочки ультрабазитов Сихотэ–Алиня, секущие более ранние проявления аспидной формации вдоль зон глубинных разломов.

Кроме того, имеются и явно наложенные постороженные пояса развития ультраосновных пород вдоль глубинных разломов. Они известны на юго-западе Китая и на Индокитайском полуострове. Так, цепочки массивов ультраосновных пород следуют вдоль разлома р. Красной северо-западного направления, ограничивающего Айлаошаньский узкий блок метаморфических пород. В пределах Индокитайского полуострова (Таиланд) известна зона ультрабазитов северо-восточного направления, которая приурочена к разлому, протягивающемуся на территорию Южного Китая вплоть до излучины р. Яньзцы. Петрологически и металлогенетически эти интрузии, образованные в процессе активизации древних сооружений, заметно не отличаются от ультраосновных интрузий ранних этапов развития собственно эвгеосинклинальных зон. Очевидно, что металлогенетический профиль определяется геохимическим сродством сидерофильных рудных элементов с породообразующими главными элементами ультраосновных фемических пород.

В зонах ультрабазитов и поясах ультрафемического профиля на этапах активизации происходит образование и ртутных месторождений, возникающих из растворов глубинного происхождения, поднимающихся по тем же глубинным вертикальным швам. Такого типа сочетания ультраосновных пород и ртути, оторванной от них во времени, устанавливаются в зоне разлома р. Красной. Близи по времени ультрабазиты и последующие ртутные месторождения в зоне берегового разлома Калифорнии.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ ФЕМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Эти рудные районы характеризуются развитием основных эффузивов – базальтов и андезитов раннего этапа развития, габброидов, а также базальтоидов поздней стадии активизации. Характерной общей чертой этих районов является связь рудной минерализации с основными породами. Преобладают в рудоносных территориях этой группы месторождения меди и никеля, золота, марганца, иногда молибдена.

Рудоносные территории фемической группы связаны тесно с территориями предыдущей ультрафемической группы в офиолитовых поясах, отражающих своим появлением начальные этапы развития эвгеосинклинальных зон, залегающих на симатической коре. Возрастной диапазон развития этих зон уже более значительный и охватывает разные этапы развития геосинклинальных зон, хотя местами встречаются и рудоносные зоны, для которых развитие ограничивается лишь начальным этапом образования вулканитов (эвгеосинклинали юга о. Сикоку). Начальный этап развития характеризуют мощные толщи базальтов, иногда андезитов и более кислых производных основных магм. С вулканическими морскими формациями связано образование эксгальационно-осадочных доскладчатых месторождений (залежей пирита), а также медноколчеданных месторождений. В ассоциации с колчеданными рудами встречаются кремнисто-марганцевые осадочные руды.

Рудные провинции этого типа характерны для эвгеосинклиналей, обрамляющих Тихий океан (Внутренняя зона Тихоокеанского пояса), но вместе с тем они могут быть открыты и в палеозэвгеосинклиналях Восточной Азии. Некоторые Притихоокеанские эвгеосинклинали ограничили свое развитие формированием вулканитов начального этапа и не претерпели внедрения более поздних и более кислых интрузивных пород. Именно такие эвгеосинклинали сокращенного типа развития и являются характерными типоморфными единицами рудных провинций фемического профиля (юг о. Сикоку).

В других районах вслед за формированием вулканических толщ и перекрывающих их местами терригенных осадков, проявлением складчатости происходит внедрение интрузивных пород, эволюционирующих от габброидов (железотитановое, медно-никелевое оруденения) до диоритов и монзонитов (медно-молибденовое, золотое оруденения) и умеренно кислых гранитов (железное, вольфрамовое оруденения). Внедрение крупных гранитоидных массивов может соответствовать уже средней стадии развития подвижных зон Ю.А. Билибина. Примеры таких районов мы находим в Северной Америке (Кордильеры) и в Южной Америке (Анды). Характерные рудные формации, связанные с интрузивными породами раннего этапа габброидами, это магматические медно-никелевые месторождения; с гранитоидными массивами среднего этапа развития ассоциируют скарны (железо, медь, иногда вольфрам). На послескладчатом этапе активизации формируются вдоль разломов мелкие интрузивные тела диоритов (Азиатская ветвь) или монзонитов (Американская ветвь), сопровождаемые минерализацией медно-молибден-порфировой формации.

Наконец, со значительным временным отрывом в процессе активизации при формировании наложенных вулканических поясов в связи с кислыми и субщелочными базальтовыми магмами формируются золото-серебряные месторождения, приуроченные к эруптивным аппаратам и приповерхностным неккам субвулканического характера. Подобного рода месторождения широко распространены в Северной и Центральной Америке.

Как и на территориях ультрафемического профиля, здесь встречаются проявления руги на поздних этапах амагматической активизации.

В посторогенную стадию эрозии рудоносных пород и месторождений образуются осадочные концентрации меди в медистых песчаниках, нередко встречающиеся в областях с эндогенной медной минерализацией (Боливия, Перу, США, Юг Китая).

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ФЕМИЧЕСКО-СИАЛИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

К этому типу, не вполне отчетливому в его границах, мы можем относить территории промежуточного характера, представляющие на ранних этапах развития эвгеосинклинали со значительным проявлением основного и среднего вулканизма, а на поздних — характеризовавшиеся накоплением мощных терригенных толщ и развитием гранитов. Может быть, к этому типу относятся некоторые звенья области Северо-Американских Кордильер, где проявлены кислые гранитные интрузии, а также рудоносная область Сихотэ-Алиня, характеризующаяся

контрастным сочетанием разнообразных по составу магматических пород (габброиды, граниты) и рудных месторождений (медь, вольфрам, олово, свинец и цинк).

В отличие от рудных районов фемического профиля вулканы раннего этапа развития здесь характерны лишь для наиболее древних образований, вскрывающихся в ядрах антиклинорных структур (Сихотэ-Алинский антиклинорий). В этих районах возможно открытие колчеданных месторождений; вдоль разломов, отмеченных внедрением ультрабазитов, медно-никелевых месторождений; с диоритами и гранитоидами повышенной основности ассоциирует золото в виде кварцевых жил (Канада), а с гранитами – вольфрам в шеелитоносных скарнах. Эта последняя группа образований относится уже к этапу активизации и отделена от собственно геосинклинальных формаций длительным перерывом.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ СИАЛИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

К этим рудным провинциям относятся зоны поздних миегеосинклинальных прогибов, сложных геосинклинальных систем, наложенные терригенные прогибы в древних кристаллических сооружениях. Особенностью этих территорий является проявление преимущественно терригенных пород или карбонатных образований, развитие кислых гранитов, сопровождающихся оловянной, свинцово-цинковой и местами золотой минерализацией.

Собственно начальные или ранние этапы здесь не отмечены какой-либо минерализацией или активной магматической деятельностью. К средним этапам (Канада) относится внедрение гранитных интрузий, эволюционирующих от диоритов (золото) до умеренно кислых гранитоидов (вольфрам) и кислых гранитов (олово). В областях внутренних и краевых поднятий, сложенных карбонатными толщами, проявлена также свинцово-цинковая минерализация. Для этих рудных провинций отчетливо выступает литологический контроль оруденения. Встречающиеся в этих провинциях месторождения золота чаще приурочены к системам глубинных разломов, отмеченных внедрением даек.

Рудоносные гранитоиды особенно широко развиты на послескладчатом этапе формирования структурных зон, а также на этапе активизации. В этот период образуются и протяженные пояса кислого вулканизма, в которых сочетаются вулканоплутонические ассоциации, сопровождаемые разнотипным оруденением. Характер минерализации в этих поясах определяется петрохимическими особенностями пород (золото и медь – с породами повышенной основности, молибден – с породами повышенной щелочности, олово – чаще с кислыми гранитоидами). Соответственно рудоносные зоны расположены зонально с повышением роли лейкократовых элементов (олово) в глубь континента и мезократовых (медь, золото) – ближе к Тихоокеанскому блоку (Южная, Северная Америка).

На поздних этапах развития процессов активизации здесь, как и в предыдущем типе рудных провинций, возникают золото-серебряные месторождения вулканического ряда, связанные с основными и кислыми производными базальтовой магмы. Рудные районы с такой минерализацией локализуются в крупных региональных разломах, нередко близширотного направления, располагаясь на пересечении их с разрывами других простираний.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ УЛЬТРАСИАЛИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Это вариант рудных провинций сиалического профиля, но проявляющихся в особой геологической обстановке. Он характеризуется развитием кислых и ультракислых гранитов, сопровождаемых месторождениями лейкократовой группы и кварцевыми жилами и грейзенами (олово и вольфрам). Подобные ультракислые граниты, отличающиеся высокой степенью дифференциации, развиты как в собственно складчатых областях (Восточное Забайкалье), так и в областях активизации. Они формируются в условиях сравнительно спокойной глубинной дифференциации гранитных расплавов в кислой (сиалической) среде глубинных частей разреза, которая способствовала последовательному обособлению все

более кислых дифференциатов, вплоть до пегматитовых остатков, обогащенных редкими и летучими элементами. Внедряясь в алюмосиликатные породы, эти граниты сопровождаются минерализацией кварцевой формации – формированием грейзенов, высокотемпературных метасоматитов (минерализованные апограниты), пегматитов. Такого типа месторождения особенно широко развиты в Бирма-Таи-Малайской области, где за счет их разрушения в условиях влажного тропического климата происходит формирование крупных оловоносных россыпей. Таковы же интрузии в вольфрамоносной провинции Цзянси, образованные в процессе активизации додевонских складчатых сооружений. Внедряясь в карбонатные толщи, кислые дифференцированные граниты такого типа сопровождаются полиформационным комплексом месторождений: грейзенов и кварцевых жил в гранитах, скарнов – на контактах гранитов с карбонатными породами, сульфидных метасоматических рудных тел в удалении от гранитов (Константинов, 1969).

Подобного типа рудные районы характерны как для областей проявления позднемезозойской минерализации (юго-восток Азии), так и для палеозойской.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ АМАГМАТИЧЕСКОГО ТИПА

К этой группе мы относим провинции и районы, в которых вообще не проявлен магматизм и эндогенные (?) месторождения связываются с глубинным источником рудоносных растворов. К ним относятся районы стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных отложениях, некоторые районы Северо-Американских Кордильер; районы сурьмяной и ртутной минерализации в удалении от магматических пород, а также уже отмеченные районы развития медистых песчаников. Для одних месторождений этой группы можно предполагать хотя бы отдаленную связь с гранитоидами, находящимися в криптобатолитовой стадии эрозии (сурьмяные и сурьмяно-вольфрамовые месторождения Юга Китая); для других более вероятным является представление о первичной осадочной концентрации рудных элементов с последующей их перегруппировкой под влиянием восходящих растворов (некоторые типы телотермальных месторождений свинца и цинка); для третьих районов предполагается поступление растворов из глубинных симатических оболочек Земли (месторождения киновари, приуроченные к зонам глубинных разломов, отмеченных интрузиями ультрабазитов).

Предполагаемая классификация рудоносных областей или упрощенный ее вариант с разделением областей на две группы – фемического и сиалического типа (Радкевич, 1959) – может применяться при составлении прогнозно-металлогенических мелкомасштабных карт и схем (см. рис. 63). На них отражаются и отмеченные выше типы рудных формаций, характер которых определяется теми же признаками, что и типы рудных районов – степенью фемичности рудоносных территорий, связью минерализации с коровыми или подкоровыми элементами и историей развития рудоконтролирующих структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ особенностей металлогении рудных провинций Тихоокеанского пояса дает материал для обсуждения многих проблем геологии. Уникальный сегмент Земли — Тихий океан и обрамляющий его подвижный пояс, имеет свои собственные черты развития. Ориентация геосинклинально-складчатых зон, параллельных очертаниям Тихого океана, позволяет предполагать существование устойчивого мегаблока или кратона на месте Тихого океана. Наиболее древние сооружения тихоокеанского обрамления имеют протерозойский возраст (Канада). К среднему палеозою относятся структурно-фациальные зоны юга Японских островов. К этому времени, видимо, следует отнести и другие складчатые пояса Тихоокеанского направления, расположенные как на окраине Азиатского континента (Сихотэ-Алинь, Восточная Австралия), так и в зоне островных дуг (Филиппины, Новая Зеландия и др.).

Подобная ориентировка структур, оконтуривающих Тихий океан, позволяет судить не только о существовании на месте современного Тихого океана устойчивого кратона, но и предполагать древний возраст самого Тихого океана. Контуры последнего менялись во времени, причем на это изменение оказывали влияние, с одной стороны, разрастание континентов в сторону океана и, с другой — обрушение и погружение под уровень моря блоков континентальных сооружений с последующим их уничтожением путем сложных процессов базальтизации. Таким образом, по современному расположению структурных и металлогенических зон, представляющих фрагменты древних сооружений обрамления Тихого океана, мы можем лишь приблизительно реконструировать прежние его границы.

Складчатые сооружения и металлогенические зоны, обрамляющие Тихий океан, оформились в виде замкнутого кольца уже в меловое время, после чего происходили лишь частичные его деформации.

Тихоокеанский подвижный пояс развивался в сочленении с другими подвижными поясами Земли. Он сливался уже на ранних этапах развития со Средиземноморским поясом на юго-западе в районе Бирма-Индонезийской области. Непосредственно к обрамлению Тихого океана на Азиатской стороне примыкали палеозойские субширотные ответвления Тетиса и Урало-Охотской (Хаин, 1971) дуговой зоны, что обусловило интерференцию близмеридиональных тихоокеанских и близширотных внутриазиатских направлений на восточной окраине Азии, а также определило блоковую структурную и металлогеническую неоднородность этой области и широкое развитие в ней процессов активизации. Именно эти особенности определили сложную конфигурацию внешней границы Азиатской ветви Тихоокеанского пояса и наличие далеко вдающихся на запад ответвлений, характеризующихся развитием мезозойских магматических пород и рудных месторождений (рис. 64).

На севере Тихоокеанский пояс соприкасается с близширотными структурными элементами обрамления Гиперборейского массива, ныне скрытого под водами Северного Ледовитого океана и его окраинных морей. Вместе с тем изгиб складчатых сооружений с образованием дуги, обращенной вогнутостью к югу на переходе от Американской ветви к Азиатской, подчеркивает определяющее влияние Тихоокеанского устойчивого кратона на расположение и ори-

ентировку структур севера Тихоокеанского кольца. До недавнего времени Американский и Азиатский континенты были связаны Берингийским широтным мостом и представляли геоморфологически единое целое.

Южное замыкание Тихоокеанского пояса происходит в пределах Северной Антарктиды. Его подчеркивает расположение вулканического пояса, как бы соединяющего Азиатскую ветвь с Американской (рис. 65).

Можно предполагать, что до образования Атлантического океана Тихоокеанский пояс соединялся со Средиземноморским и на востоке. Обособление Тихого океана произошло лишь в плиоцене после образования Панамского перешейка. Близширотная ориентировка структурно-металлогенических зон Центральной Америки предопределяется, видимо, влиянием планетарной системы широтных разломов, которая в прошлом продолжалась сюда от подвижной близширотной зоны Тетиса. Таким образом, хотя Тихоокеанский подвижный пояс развивался под влиянием уникального стабильного Тихоокеанского мегаблока, он в то же время в своем развитии подчинялся влиянию и других планетарных структурных элементов.

Исключительное богатство обрамления Тихого океана разнообразными минеральными месторождениями в значительной мере обусловлено неоднократным проявлением активных тектонических процессов. Вдоль обновленных поперечных структур зон со стороны Тихоокеанского подвижного пояса исходили активные импульсы, обуславливавшие проявление процессов активизации древних структур Азиатского континента.

Если в палеозое существовала система широких проливов, связующих Атлантический бассейн с Тихоокеанским вдоль ветвей Тетиса (Монголо-Охотский, Янцзы-Циньлинский и другие пояса), то начиная с триаса ингрессии моря распространялись уже в основном со стороны Тихого океана, с образованием глубоко вдающихся в Азиатский континент заливов, в дальнейшем частично отшнурованных внутренними поднятиями (остаточные ниже-среднеюрские морские бассейны Верхнего Приамурья и Восточного Забайкалья).

Вдоль активизированных древних структурных элементов в результате обновления разломов распространялись со стороны Тихоокеанского подвижного пояса активные тектонические движения, сопровождавшиеся внедрением мезозойских магматических пород и образованием рудных месторождений, причем со временем степень их распространения на запад уменьшилась, что и обусловило омоложение возраста магматических и рудных образований по направлению к Тихому океану.

Сложная интерференция тихоокеанских субмеридиональных и внутриазиатских близширотных тектонических элементов обусловила значительное расширение и сложную конфигурацию Азиатской ветви Тихоокеанского рудного пояса. Усложнение в общий рисунок расположения структурно-металлогенических элементов на Азиатской стороне вносят окраинные моря, отделяющие островные дуги от Азиатского материка. В свете современных данных (Минато, 1966) Японское море представляет собой новообразование и возникло в неогене.

По последним данным устанавливается, что и Охотское море является в значительной части его акватории молодым. Экспедицией Сахалинского комплексного научно-исследовательского института подтверждено предположение о существовании в его северной половине погруженного массива суши.

Таким образом, островные дуги в прошлом были связаны палеогеографически с континентом, а их структурно-фациальные зоны продолжали общую систему околотиhoокеанских геосинклинально-складчатых сооружений.

Хотя принято считать, что островные дуги Внутренней зоны Тихоокеанского пояса отмечают область третиной складчатости и металлогении, следует подчеркнуть полихронность развитых здесь магматических пород и рудных месторождений и соответственно полициклический характер этих сооружений.

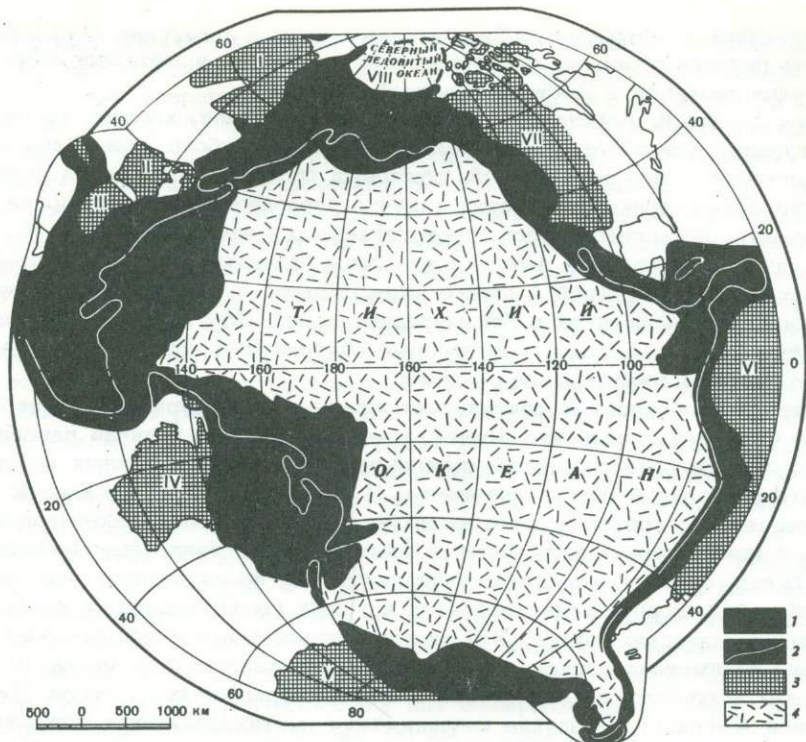


Рис. 65. Тихоокеанский подвижный пояс (Пушаровский, 1972)

1 - площадь пояса, 2 - граница пояса современных геосинклиналей, 3 - древние платформы: I - Сибирская, II - Китайско-Корейская, III - Южно-Китайская, IV - Австралийская, V - Антарктическая, VI - Южно-Американская, VII - Северо-Американская, VIII - гипотетическая Гиперборейская; 4 - ложе Тихого океана

В пределах наиболее древних блоков, представленных метаморфическими сланцами докембрийского возраста, примером которых может служить блок Хида о.Хонсю, возможно, находятся и древние месторождения. Несомненно большое значение палеозойских месторождений, в частности залежей юга о.Сикоку (Япония), связанных с эвгеосинклиальными формациями среднего палеозоя; имеются данные о палеозойском возрасте некоторых гранитных массивов Японии, сопровождаемых рудными месторождениями (золото, молибден).

Распространены позднемеловые вулканоплутонические ассоциации на о. Хонсю, с которыми связаны проявления олова, вольфрама, молибдена и других полезных ископаемых. Эти позднемеловые и, возможно, палеоценовые магматические и рудные комплексы сопоставимы с подобными же комплексами Приморья, причем они приурочены к зоне терригенного прогиба, характеризующегося значительной мощностью земной коры. Эти данные показывают, что в прошлом в пределах островной Японской дуги существовали геотектонические условия, сходные с теми, которые были на ближайших окраинных территориях Азиатского континента. Структурные связи этих блоков были нарушены образованием Японского моря.

Гирлянды островных дуг характерны лишь для Азиатской или Западной ветви Тихоокеанского обрамления, что подчеркивает асимметрию Тихоокеанского подвижного пояса. На Американской стороне островные дуги "отброшены" в пределы Атлантического бассейна, причем Антильская дуга отшнурована новообразованием Панамского моста, связавшего Северную и Южную Америку в плиоценовое время.

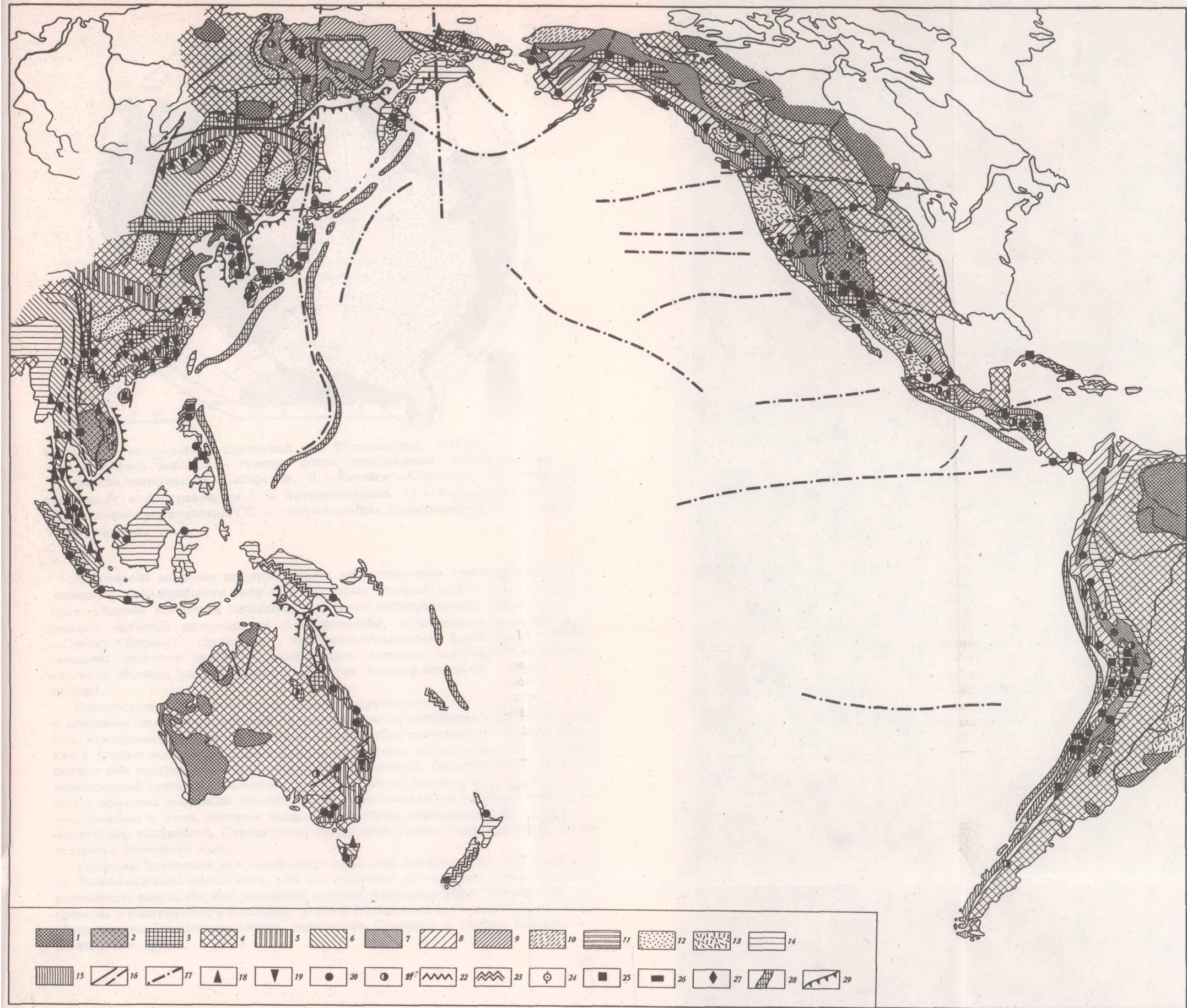


Рис. 64. Тектонические структуры и рудные месторождения Тихоокеанского пояса (Радкевич, 1973)

1 - архейские щиты, 2 - срединные массивы, выступы допалеозойских структур в палеозойских складчатых областях, 3 - срединные массивы, 4 - щиты, перекрытые платформенным чехлом, 5 - палеозойские эвгеосинклинали, 6 - палеозойские мио-

геосинклинали, 7 - палеозойские и более древние структуры в ядрах антиклинориев мезо-кайнозойских складчатых зон, 8 - мезозойские эвгеосинклинали, 9 - мезозойские миогеосинклинали, 10 - краевые прогибы, 11 - межгорные прогибы, 12 - мезозойские и кайнозойские наложенные впадины, 13 - вулканические пояса, 14 - кайнозойские складчатые зоны,

15 - массивы гранитоидов, 16 - разломы (а - установленные, б - предполагаемые), 17 - разломы в океане, 18-27 - месторождения: 18 - Sn, 19 - W, 20 - Au, 21 - Pb-Zn, 22 - Hg, 23 - Cr, Ni, Pt, 24 - Mo, 25 - Cu, 26 - Fe, 27 - Sb, 28 - глубоководные желоба, 29 - "срезание" структур

Морфологическая дисимметрия Тихоокеанского пояса подчеркивается и различным стилем рисунка основных структурно-тектонических и металлогенических элементов Западной и Восточной ветвей пояса.

Если для западной, Азиатской ветви, как мы отмечали, характерна сложная конфигурация очертания самого пояса — наличие глубоко вдающихся в континент широтных его ответвлений, обширных областей погружения древних структур, то для Американской ветви типична параллельная ориентировка структурно-металлогенических зон, протягивающихся вдоль побережья Тихого океана. В пределах Северной Америки эти зоны ориентированы в северо-западном направлении, в Южной Америке меняют свою ориентировку от северо-восточной до северо-западной и близмеридиональной. Эти изломы ориентировки структурно-фациальных зон, повторенные очертаниями побережья, отражают влияние крупных планетарных разломов.

Характерной особенностью общего расположения структурно-металлогенических зон Северной и особенно Южной Америки является наличие параллельных рудных поясов с закономерной сменой магматических и рудных ассоциаций от Тихого океана в глубь континента. И для Северной и для Южной Америки характерно проявление эвгеосинклинальных зон близ Тихоокеанского побережья с комплексом месторождений фемического и сиало-фемического профилей (медь, золото) и миогеосинклинальных зон во внутренних континентальных областях, в результате развития крупных перикратонных прогибов на древних кристаллических щитах. Эти миогеосинклинальные зоны отмечены проявлением полиметаллического оруденения среди карбонатных пород (Северная Америка) и оловянного оруденения в зонах терригенных прогибов (Боливия в Южной Америке). Различия металлогении притихоокеанских зон и удаленных от Тихого океана, таким образом, коррелируется с особенностями состава вмещающих пород.

Характерной особенностью южно-американского сектора является сложно дифференцированная параллельно-поясовая структура металлогенических областей с наличием узких, протягивающихся на сотни и тысячи километров рудных поясов, отмеченных минерализацией разного типа. Здесь устанавливается тенденция омоложения возраста магматических и рудных проявлений с удалением от Тихого океана, что может быть объяснено движением Южно-Американской плиты в западном направлении и смещением проекции глубинной ослабленной тектонической зоны в восточном направлении. Такая же тенденция омоложения возраста эндогенной минерализации к востоку устанавливается и для Северо-Американского континента, что также, может быть, следует связывать с движением Северо-Американского материка к западу, в связи с расширением Атлантики.

Амплитуда этого смещения не столь велика, как это предполагают сторонники теории плит, и измеряется первыми сотнями километров. Это перемещение находит отражение на Американском континенте в образовании пологих надвигов в сторону Канадского щита, происходивших в период ларамийского тектогенеза. Более поздние деформации характеризуются и на Северо-Американском и на Южно-Американском континентах проявлением крутых разломов, определивших продольное блоковое расчленение территории и отраженных в современном рельефе. С этими крутопадающими разломами связано формирование вулканических толщ и сопутствующих им меридиональных цепочек месторождений третичного возраста.

Отмеченное смещение к востоку зон молодых магматических и рудных образований, которое устанавливается на Азиатской и Американской сторонах, можно связывать с направленным смещением континентальных масс в западном направлении в результате ротации Земли. Может быть, эти же перемещения обусловили и отрыв припаянных к океаническому кратону блоков древних ядер островных дуг, которые обрастались эвгеосинклинальными новообразованиями в процессе дальнейшей эволюции океанической коры.

Наряду с таким направленным смещением эндогенных процессов к востоку можно отметить центростремительное развитие процессов наращивания конти-

нентов в сторону Тихого океана, которое находит отражение в появлении более молодых геосинклинальных формаций в собственно притихоокеанской области (омоложение возраста эвгеосинклинальных голш юга о. Сикоку по направлению к Тихому океану). Эта общая тенденция разрастания континентальных массивов за счет океанического кратона сопровождалась погружением и обрушением продольных блоков, отчлененных зонами продольных разломов. Именно таким образом, вероятно, было погружено продолжение массива Каскадии в Северной Америки, а также продолжение древних структур Южной Америки, которые сейчас непосредственно подходят к побережью Тихого океана на юге Чили.

Может быть, эта тенденция расчленения континентальных структур проявляется и в образовании крупных продольных депрессий, местами с отметками ниже уровня моря, а также зон проливов (пролив Джорджия в Канаде), отделяющих системы островов от континентов. К этому же типу продольных погружений относится и рифтовая зона Калифорнийского залива.

Насколько далеко распространялись ранее продолжения складчатых сооружений Северной и Южной Америки к западу, судить трудно. Возможно, западная граница Северо-Американского континента кромка силала располагалась где-то неподалеку от современной береговой линии (Ирдли, 1960). Интересно отсутствие признаков существования гранитного слоя в Тихоокеанской акватории, примыкающей к американским континентам, что позволяет предполагать уничтожение континентальных структур в процессе их базификации или, может быть, "поворот" их в процессе движения континентальных массивов к западу. В пользу последнего предположения говорит значительная мощность земной коры, характерная как для Северо-Американских, так и для Южно-Американских Кордильер (около 70 км в Боливии).

Таким образом, на сочленении Тихоокеанского кратона и обрамляющих его континентов происходили сложные и противоположные процессы созидания и, возможно, разрушения силалической коры. Именно эта высокая тектоническая активность зоны сочленения Тихоокеанского кратона с его континентальным обрамлением и обусловила проявление здесь интенсивного повторно развившегося магматизма и оруденения.

На расположение рудоносных территорий оказывают влияние не только продольные разломы Тихоокеанского обрамления, но и секущие. Как было отмечено, влияние поперечных тектонических элементов особенно ярко проявлено на Азиатской стороне, но оно также устанавливается и в пределах Американской ветви и прежде всего находит отражение в изменении структурно-геологических и металлогенических особенностей отдельных звеньев притихоокеанских подвижных зон. Влияние широтных разломов на развитие складчатых сооружений Северной Америки и обособление их отдельных звеньев подчеркнуто было Кингом (1969). Отчлененные этими поперечными разломами звенья характеризуются разным типом минерализации. Особенно отчетливо это устанавливается на примере Боливийской рудной провинции, где широтный разлом Арика-Санта Крус ограничивает Северную область с относительно древней позднепалеозойской или нижнемезозойской (?) минерализацией от южной области с позднегерцической минерализацией.

Отчетливо влияние планетарных широтных разломов и непосредственно на локализацию месторождений (зона повышенной рудоносности на юге Канады и др.), причем устанавливается соответствие в положении этих широтных рудоконтролирующих зон с положением широтных трансформных разломов океана, располагающихся на равном удалении близ параллелей, кратных десяти (рис. 66). Влияние этих разломов сказывается и в геоморфологических признаках — ступенчатых изломах береговой линии, особенно характерных для Центральной Америки.

Наряду с этой системой широтных разломов устанавливаются также меридиональные разломы. Из них наиболее ярко проявлена система разломов сото-го меридиана, отмеченная направлением верховьев рек Яньцзы, Меконг и других и продолжающаяся на Малакском полуострове и на островах Индонезии. К этой зоне приурочены полихронные гранитные массивы Малайзии с оловянно-

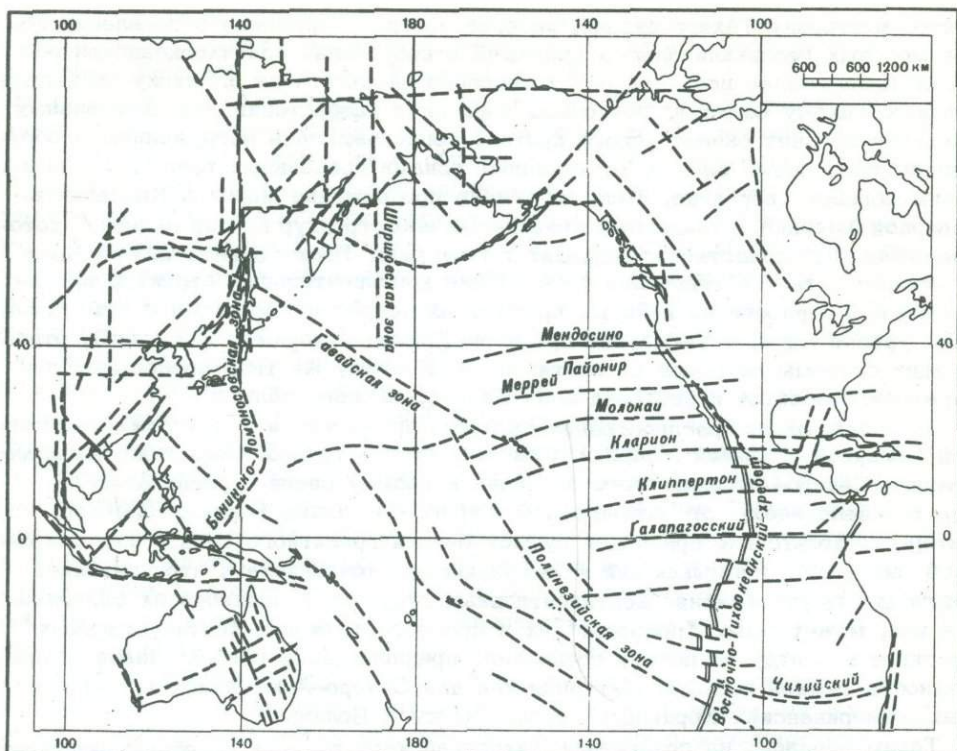


Рис. 66. Планетарная система разломов Тихоокеанского сегмента Земли (меркаторская проекция)

ным и вольфрамовым оруденениями, а также зоны развития сурьмяных месторождений юга Китая и Таиланда. Эта зона представлена серией параллельных меридиональных разрывов, контролирующих расположение магматических пород, рудных месторождений и определяющих элементы современного рельефа. Крупный меридиональный разлом 109° (в.д.) отмечен в Забайкалье и продолжается к северу, где подчеркивается изгибом контура о. Байкал, и к югу — в пределы Монголии.

Не менее интересна меридиональная тектоническая зона хребта Ломоносова (140° в.д.), продолжение которой устанавливается как в бассейне Атлантики, так и в пределах Азии. К системе разрывов этого направления относятся меридиональные зоны разрывных нарушений Алданской моноклизы, Прихотья и Озерного края, продолжающиеся до излучины р. Амура близ г. Комсомольска.

Очень крупный меридиональный тектонический элемент представляет зону Императорского хребта и поднятия Ширшова (170° в.д.), протягивающаяся строго по меридиану.

Наряду с меридиональными и близширотными линеаменами столь же четко проявлены разломы северо-западного и северо-восточного направлений. Так, система разломов северо-западного направления определяет положение складчатого пояса Северо-Американских Кордильер, заложеного еще в протерозое. Эта зона в современном рельефе подчеркивается системой грабен и разломов Рва Скалистых гор — Тинтины.

Гигантская зона северо-западного направления представлена Гавайской и Полинезийской островными системами. Она делит Тихий океан по диагонали на две части, причем субширотные трансформные разломы проявлены главным образом к северо-востоку от нее, а разломы северо-западного направления — к юго-западу.

Система разломов северо-восточного направления определяет расположение притихоокеанских складчатых поясов окраины Азиатского континента и азиат-

ских островных дуг. Для Австралийского материка характерно сочетание разломов северо-западного и северо-восточного направлений, а также заметна роль близмеридиональных и широтных разломов. Существование этой закономерной сети разломов, видимо, определяется протопланетной трещиноватостью Земли. Судя по геохронологическим данным, многие из разломов этого направления существовали длительно, без значительного их смещения или во всяком случае без поворота их в плане. Это позволяет предполагать устойчивость расположения географических полюсов и соответственно постоянство положения оси вращения Земли. Приведенные выводы противоречат концепции плитовой тектоники о значительном перемещении в поворотах плит, хотя некоторое движение континентальных масс все же происходило, как это можно предполагать по отмеченному "смещению" возраста магматических и рудных проявлений к востоку. Однако амплитуда движения была несоизмерима с той, которая предполагается сторонниками плитовой тектоники, само перемещение было не постоянным, а охватывало какие-то определенные промежутки времени и, возможно, было периодами расширения или, что более вероятно, различной степенью уплощения Земли. В пользу последнего предположения говорит асинхронность развития вулканических близмеридиональных зон Тихоокеанского пояса и близширотных вулканических зон Средиземноморского пояса. Максимальные вспышки вулканизма отвечают этапам расширения трещин соответствующего направления. Для Тихоокеанского сегмента наиболее интенсивное проявление вулканизма было в верхнем мелу, а на Американской стороне также в неогене. Именно такие общепланетарные периоды расширения обусловили одновременность минерализации на огромном протяжении Тихоокеанского пояса.

Наряду с отмеченной системой планетарных линеаментов выдержана и частая сеть ослабленных тектонических зон тех же направлений: широтного, меридианального, северо-западного и северо-восточного. Эти системы трещин разграничивают блоки разной истории развития, иногда, видимо, отличающиеся по составу не только земной коры, но и мантии и характеризующиеся разными типами минерализации. Подобная блоковая неоднородность осложняет параллельно-поясовую зональность, подчиненую генеральным планетарным разломам первого порядка. Ослабленные зоны повышенной трещиноватости оказывают влияние на контуры рудных районов и часто непосредственно определяют локализацию рудных месторождений, располагающихся на пересечении различно ориентированных тектонических зон. Расстояние между ослабленными тектоническими зонами для широты Приморья составляет около 50 км, а сама ширина зон достигает 8 км.

Эти зоны отмечаются по косвенным геологическим признакам (расположение магматических образований), по элементам рельефа, а также по наличию оближенных разломов и полос повышенной трещиноватости. Наряду с планетарными линеаментами эта сеть закономерно ориентированных, равноудаленных ослабленных зон повышенной трещиноватости документирует относительное постоянство в положении материков и позволяет допускать лишь незначительное их перемещение при отсутствии сколько-нибудь крупных поворотов, во всяком случае в пределах северной части Тихоокеанского сегмента Земли.

Наиболее значительное влияние на локализацию рудоносных площадей оказывают близширотные разломы, которые можно сопоставить с широтными сдвигами, установленными для Азиатского континента Ли Сы-гуаном (1957). Наибольшие сдвиговые напряжения вдоль этих широтных зон, вероятно, были в приэкваториальной области, где линейная скорость вращения Земли наивысшая, а в полярных областях эти напряжения практически ничтожны.

Дискуссионна история расчленения Гондваны, которая, возможно, претерпела значительное погружение, обусловившее обособление ее крупных материковых фрагментов. Если говорить о Южно-Американском континенте, играющем важную роль в структурно-металлогенетическом обрамлении Тихого океана, то для него, как отмечалось, можно предположить сравнительно незначительное перемещение к западу в период раздвига Атлантики, обусловившего обособление Южной Америки от Африки.

В установлении режима развития и глубины распространения рудоконтролирующих разломов может оказать помощь изучение характера магматических и рудных образований, а также определение времени их возникновения по геохронологическим и другим данным. Для некоторых районов, например для оловянного пояса Бирмы, Малайзии, Индонезии, устанавливается длительное полихронное развитие гранитных пород, которые формировались во всяком случае начиная с карбона и сопровождались интенсивной минерализацией в триасе и в верхнемеловое время, что может свидетельствовать о стабильности вертикальных связей верхних частей земной коры с глубинным магматическим резервуаром. Это косвенно показывает, что если горизонтальное смещение и было, то оно происходило по более глубокой оболочке, чем область зарождения очагов гранитной магмы. Видимо, этот тип вертикальных связей гранитных интрузивов с коровыми очагами гранитообразования характерен для областей сиалического профиля. Косвенно он доказывает формирование гранитов в пределах сиалической коры, а не в мантии.

Другой тип представляют более глубинные разломы, сопровождающиеся магматизмом и оруденением фемического профиля, такие, как система Южно-Американских разломов. Здесь, как отмечалось, устанавливается "скольжение" во времени минерализации с проявлением наиболее молодых магматических пород и рудных месторождений на востоке. Временной интервал этого смещения измеряется периодом от ранней юры до плейсцена, а возможное горизонтальное перемещение плиты континента над глубинным разломом составляет сотни километров. Можно предположить, что в данном случае происходило проскальзывание плиты над глубиной ослабленной тектонической зоны, которая последовательно проектировалась все далее и далее от Тихого океана при перемещении над ней континентальной плиты к западу.

Характерной особенностью магматизма этой зоны является развитие основных и средних пород и лишь на крайнем востоке (в Боливии) развиты породы рيو-дацитового и гранодиоритового составов. Раскисление пород по направлению к востоку может быть объяснено контаминацией и влиянием мощного гранитного слоя. Для крайней Восточно-Боливийской зоны характерна устойчивая связь с глубинным (коровым) очагом гранитообразования, с позднего палеозоя до настоящего времени.

На материале обрамления Тихого океана могут быть получены и некоторые данные, позволяющие подойти к вопросу об источнике кислых магм при образовании поясов гранитоидов, а также кислых вулканитов.

Как известно, в последнее время часто высказывается идея о мантийном происхождении кислых магм. Этому представлению противоречит исключительная приуроченность гранитов и поясов кислых вулканитов (рис. 67) к континентальным структурам и отсутствие их в собственно океанических областях, где отмечается в основном базальтовый вулканизм. И даже для окраинных вулканических поясов, таких, как Охотско-Катэзиатский, характеризующихся небольшой мощностью земной коры, более вероятно предположение о возникновении вулканитов за счет источников, расположенных в нижней части гранитного слоя, на пересечении субгоризонтальной поверхности с системой вертикальных разломов. Заметное снижение мощности земной коры на некоторых участках, примыкающих к новообразованным глубоководным морским впадинам (Японское море), может быть объяснено процессом базальтизации, проявившимся в этой области сложных трансформаций земной коры.

Значительное протяжение вулканических и гранитных поясов свидетельствует о большой глубине распространения контролируемых их разломов, уходящих своими корнями в мантию. Очевидно, именно вдоль этих глубинных ослабленных зон происходил приток тепла и флюидов, способствующих плавлению и образованию расплавов, поступавших по разломам в верхние горизонты земной коры.

Для эвгеосинклиналильных зон вероятно поступление расплавов из мантии, которое могло происходить в различных тектонических условиях по системе крутых разломов, в зонах раздвигов древнего фундамента или непосредствен-

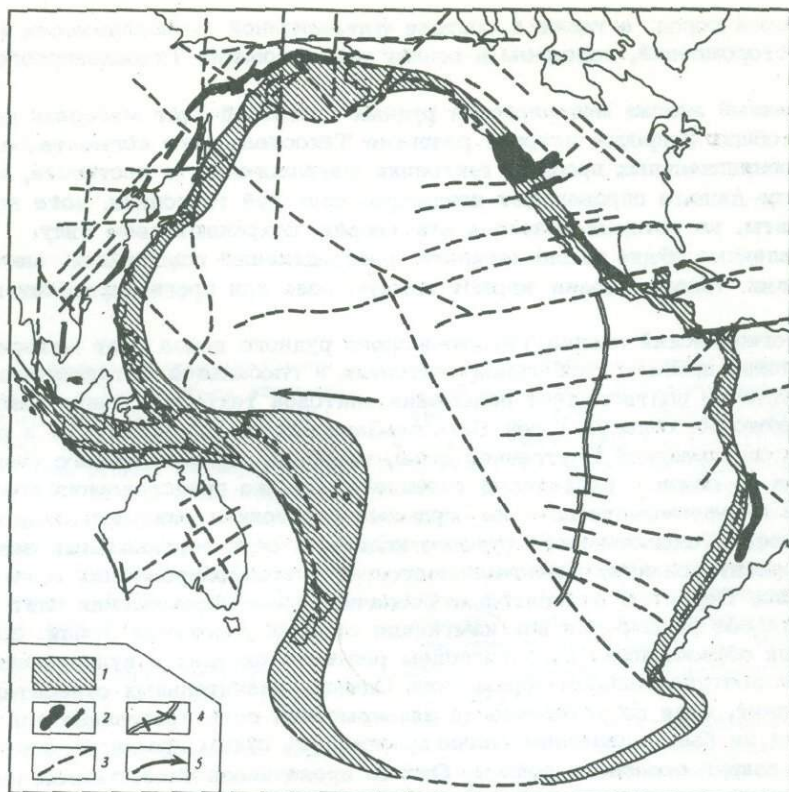


Рис. 67. Зависимость петрохимических особенностей вулканических поясов от их расположения относительно Тихоокеанского кратона

1 - Внутреннее вулканическое кольцо с андезитовым и базальтовым вулканизмом, 2 - кислые (и средние) вулканы Внешнего вулканического кольца, 3 - линименты, 4 - Восточно-Тихоокеанское поднятие, 5 - возможное направление смещения

но на первичной симатической коре, или, наконец, над пологопадающими зонами Бениофа, характерными для Тихоокеанского ограничения Восточно-Азиатских островных дуг.

Для зон фемического профиля можно установить несколько типов развития. Одна из зон (система эвгеосинклиналией о. Сикоку) остановилась в своем развитии на ранней стадии и не содержит гранитных интрузий. Другие зоны претерпели сложную и длительную эволюцию, завершившуюся внедрением крупных гранитоидных баталитов, которые характерны для Северо-Американских и Южно-Американских Кордильер. В образовании этих гранитоидных массивов, отличающихся повышенной основностью, существенную роль могли играть процессы анатексиса, а на их металлогеническую специализацию могло оказывать влияние заимствование рудных элементов (медь, золото) из вмещающих вулкаников. Таким образом, можно наметить разные типы развития магматических поясов и рудоносных зон, что позволяет провести и соответствующую им типизацию рудоносных территорий.

Как следует из заключительного раздела работы, типы рудоносных провинций, районов, а также типы эндогенных рудных формаций определяются особенностями развития рудоносных территорий и прежде всего разной степенью влияния коры или мантии на рудообразование. Именно эти отличия объясняют существование намеченных нами ранее (Радкевич, 1959) фемического и сиалического типов рудоносных территорий. Это разделение дополнено выделением ультрафемического, ультрасиалического и промежуточного сиало-фемического типов. Эти же признаки, отраженные в петрохимических особенностях

магматических пород, а также в составе формационной принадлежности эндогенных месторождений, положены в основу районирования Тихоокеанского пояса.

Проведенный анализ металлогении рудных провинций дает материал для выяснения общих вопросов истории развития Тихоокеанского сегмента Земли, а также принципиальных проблем тектоники металлогении: в частности, металлогенические данные опровергают концепцию плитовой тектоники, хотя некоторые элементы, на которых основана эта теория, сохраняют свою силу.

Установленные общие закономерности распределения главнейших металлов в обрамлении Тихого океана играют важную роль при прогнозировании их поисков.

Металлогенический анализ Тихоокеанского рудного пояса дает материал для обсуждения проблем глобальной тектоники и глобальной металлогении. Он лишь частично подтверждает положения плитовой тектоники, такие как: влияние (в некоторых областях) зон Бениофа-Заварицкого на магматизм и рудоносность околоокеанской Внутренней зоны, признаки горизонтального смещения континентов (в связи с раздвигами океанов?). Однако представления крайних мобилистов о перемещении плит на огромные расстояния опровергаются устойчивостью всего Тихоокеанского рудного кольца, и сети вертикальных закономерно ориентированных разломов, многократно контролировавших магматизм и оруденение. Вероятны относительно незначительные перемещения плит в периоды импульсов расширения или изменения степени уплощения Земли, сопровождавшиеся образованием и обновлением рифтов в океанах и вулканических поясов в их континентальном обрамлении. Однако значительных относительных поворотов плит, судя по устойчивости закономерной сети протопланетной трещиноватости, не было, движение могло происходить путем вращения северной гемисферы вокруг северного полюса. Оно не проявлялось близ полюса, но сказалось в экваториальной области под влиянием ротационных сил. Возможно именно это и обусловило расчленение Гондваны.

ЛИТЕРАТУРА

- Аннерт Э.Э. Полезные ископаемые Северной Маньчжурии. - Труды об-ва изучения Маньчжурского края, серия геол. и физ. геогр., Харбин, 1928, вып. 1.
- Батлер Б.С. Связь рудных месторождений западных штатов США со стратиграфией, структурами и изверженными породами. - М., 1937, ОНТИ НКТП.
- Беляевский Н.А. Ресурсы вольфрама в странах Юго-Восточной Азии. - Труды ВИЭМС, серия эконом. мин. сырья, М., 1974, вып. 7 (21).
- Богданов А.А. О геологии Перуанских Анд. - Булл. МОИП, отд. геол., 1970, вып. 2.
- Богданов Н.А. Строеие палеозоид запада Тихоокеанского кольца. - "Геотектоника", 1966, № 2.
- Быбочкин А.М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., "Недра", 1965.
- Ван Бемеллен. Геология. Индонезия. М., "Мир", 1957.
- Вильнер А.И. Минеральные ресурсы Австралии. - В кн.: Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 14. М., Госгеолтехиздат, 1949.
- Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерность пространственного размещения. М., "Недра", 1964.
- Вэнь Гуан. О металлогенической специализации гранитоидов по петрохимическим особенностям. - Sci. Res. New Ser., 1958, v. II, N 11.
- Гарфис В.Ф. Геология Мексики. М., ИЛ, 1956.
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., "Наука", 1966.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Под ред. Л.И. Красного. М., "Недра", 1966.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ, 1961.
- Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Геология Кореи. М., "Недра", 1964.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. I, М., "Недра", 1964.
- Геолого-геофизическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Под ред. Л.И. Красного. ВСЕГЕИ, 1972.
- Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959.
- Го Вэнь-куй. Медное месторождение Тунгуаньшань в Китае. - Acta geol. sinica, 1957, 37, № 3.
- Гонсалес Рейна. Геология, парагенезис и запасы свинцовых и цинковых месторождений Мексики. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ, 1953.
- Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1973.
- Егiazаров Б.Х. Геология Корьякского нагорья. Автореф. докт. дисс. Л., 1971.
- Еловских В.В. Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории северо-восточной Якутии. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Загрузина И.А. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока СССР. - В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Геол. и геогр. науки, Магадан, 1967.
- Зимин С.С. Ультроосновные породы и верхняя мантия Тихоокеанского пояса. - МГК, XIV сессия. Доклады советских геологов. М., "Наука", 1972.
- Зильберминц А.В. Геология и генезис Иульгинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., "Наука", 1966.
- Зильберминц А.В. Эндогенная оловоносность Северо-Востока СССР. - В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967.
- Ильин К.Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерность размещения полезных ископаемых на ее территории. - "Сов. геол.", 1962, № 5.
- Ирдли А.Дж. Тектоническая связь Северной и Южной Америки. - В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Ирдли А.Дж. Петрографические и тектонические провинции Запада США. - Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. № 11. М., ИЛ, 1963.
- Ицксон М.И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. - "Сов. геол.", 1966, № 1.

- Ицксон М. И. Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными геотектоническими элементами и типами земной коры (на примере Тихоокеанского кольца). - В кн.: Проблемы региональной металлогении. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1973, 191.
- Ицксон М. И. Металлогенические системы Тихоокеанского сегмента Земли. - "Геол. рудн. месторожд.", 1974, № 2.
- Ицксон М. И., Бергер В. И. Сравнительный анализ металлогении Восточно-Азиатского и Аляско-Канадского звеньев севера Тихоокеанского кольца. - В кн.: Геол. Сов. Арктики. Л., 1970.
- Ицксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. - "Геол. рудн. месторожд.", 1960, № 1.
- Ицксон Г. В., Рундквист Д. В. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Геология, вещественный состав, генезис. Л., Госгеолтехиздат, 1956.
- Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, 131, вып. 89.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. ИЛ, 1965.
- Кигаи И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., "Наука", 1966.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Кинг Ф. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1969.
- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин К. В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., "Наука", 1968.
- Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., "Наука", 1974.
- Константинов М. М. К металлогении Тихоокеанского пояса. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1959, № 7.
- Константинов Р. М., Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Геология месторождений олова зарубежных стран. М., "Недра", 1969.
- Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.
- Корин И. З., Финько В. И., Коутин П. Д. Геология и генезис никелевых месторождений в коре выветривания Кубы. - В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы, М., "Наука", 1973.
- Косов В. М., Остроменский Н. М. Геолого-экономическая характеристика основных месторождений полезных ископаемых Чили. ОНТИ ВИЭМС, серия эконом. минер. сырья и геол., 1968.
- Красный Л. И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии. - "Сов. геол.", 1937, № 7.
- Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока и сопредельных территорий. - "Докл. АН СССР", 1957, 117, № 3.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.
- Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б. Геология юго-восточной Азии (Индокитай). Л., "Недра", 1969.
- Кудрявцев Г. А., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В., Строганов А. Н. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова. - "Геотектоника", 1968, № 4.
- Ларченко А. П. Основные черты эндогенной металлогении Северо-Восточного Китая и ее закономерности. - Труды МГРИ, 1961, 37.
- Ласка С., Холланд А. Центральный рудный район Нью-Мексика. М., ИЛ, 1951.
- Ли Инь-юнь. Молибденитовое месторождение и перспективность его поисков на северном хребте Цинь-линь. - Аста. Geol. Sinica, 1959, 39, № 3.
- Линдгрэн В. Месторождения золота и платины. М.-Л., Цветметиздат, 1932.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. I-III М., ОНТИ НКТП, 1935.
- Линдгрэн В. Дифференциация и рудоотложения в области Кордильер в Соединенных Штатах. - В кн.: Геология рудных месторождений Западных Штатов США, М., ОНТИ НКТП, 1937.
- Линн Р. К. Рудный район Нью-Идрия. - В кн.: Геология рудных месторождений США, М., "Мир", 1973, т. 2.
- Ли Пу. Определение абсолютного возраста пегматитов и гранитов по слюдам калий-аргоновым методом в районах Внутренней Монголии и Нанлина (КНР). "Изв. АН СССР, серия геол.", 1965, № 4.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1957.
- Ли Тун. Об открытии сульфидного типа вольфрамит-шеелитового месторождения в Гуаньдуне (Китай). - Бюлл. науч.-тех. информ. ВИМС, 1960, № 4.
- Ловеринг Т. Месторождения вольфрама. - В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США, М., ОНТИ НКТП, 1937.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлогении Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Лугов С.Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., "Недра", 1965.
- Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., "Наука", 1965.
- Маркова Е.И., Орлова Е.В. Минеральные ресурсы Индонезии, Малайи и Таиланда. М., "Недра", 1956.
- Матвеевко В.Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла. - Труды ВНИИ-1, серия геол., вып. 31. Магадан, 1957.
- Матвеевко В.Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. - Труды ВНИИ-1, геол., вып. 64. Магадан, 1960.
- Матвеевко В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденения Северо-Востока СССР. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Материков М.П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных породах. - "Сов.геол.", 1961, № 9.
- Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). М., "Наука", 1971.
- Минато. Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1966.
- Минеральные ресурсы Китая, Формозы, Кореи. М.-Л., Гостехиздат, 1949.
- Нагибина М.С. Владины и прогибы восточноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963₁.
- Нагибина М.С. Тектоника и магнетизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963₂.
- Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Орлова Е.В., Маркова Е.И. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. М., Гостехиздат, 1957.
- Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1957.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Муньос-Урбин М. Хромитовосность ультрабазитов Кубы. - В кн.: "Геология полезных ископаемых Кубы". М., "Наука", 1973.
- Петрушевский Б.А. К вопросу о связи Тихоокеанского рудного пояса с Тихим океаном. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., "Недра", 1963.
- Петрушевский Б.А. К проблеме Тихоокеанского подвижного кольца. - "Сов. геол.", 1964₁, № 3.
- Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука", 1964₂.
- Полетика И.А. Общие свойства месторождений золота. СПб., 1866.
- Постельников Е.С., Затонский Л.К. Тектоническое развитие и структуры Индокитая. М., "Наука", 1964.
- Пушаровский Ю.М. Очерк строения Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. - В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Пушаровский Ю.М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. (Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема II). М., "Недра", 1964.
- Пушаровский Ю.М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. - "Геотектоника", 1967, № 5.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука", 1972.
- Пушаровский Ю.М., Афремова Р.А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского кольца. - В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М., "Наука", 1965.
- Пушаровский Ю.М., Афремова Р.А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. - "Геотектоника", 1967, № 1.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. - В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Радкевич Е.А. Соотношение крупных и мелких разрывных нарушений. - Труды I Всесоюз. тектонофиз. конф. 1957 г. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Радкевич Е.А. Особенность развития Тихоокеанского рудного пояса. - "Геол. и геофиз.", 1962, № 10, 11.
- Радкевич Е.А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. - В кн.: Вопросы металлогении. М., "Недра", 1964.
- Радкевич Е.А. О планетарных разломах и их металлогенических признаках. -

- В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967.
- Радкевич Е.А. О связи гранитоидных интрузий Тихоокеанского рудного пояса с тектоникой. Тезисы докл. VII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.
- Радкевич Е.А. Металлогенетические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1970.
- Радкевич Е.А. Металлогенетическая зональность Тихоокеанского рудного пояса. - "Геол. рудн. месторожд.", 1971, № 6.
- Радкевич Е.А. Типизация рудоносных провинций и принципы составления металлогенетических карт. - "Зап. Ленингр. горного ин-та", 1974, 62, вып. 2.
- Радкевич Е.А., Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурам юга Дальнего Востока. - "Геол. и геофиз.", 1965, № 3.
- Розин М.С., Орлова Е.В. Минеральные ресурсы стран Южной Америки. - В кн.: Минеральные ресурсы зарубежных стран. М., Гостехиздат, 1945.
- Розин М.С., Орлова Е.В. Минеральные ресурсы стран Южной Америки. В кн.: Минеральные ресурсы зарубежных стран. М., Гостехиздат, 1945.
- Рудные месторождения США. Т. 1-2. М. "Мир", 1972-1973.
- Русс К., Эриксен Дж. Металлогенетические провинции Чили. - ОНТИ ВИЭМС, серия геол. и полезн. ископ., 1962, вып. 22.
- Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ, 1951.
- Скотт Дж. Б. Структура рудных месторождений района Санта Барбара, Чиуауа, Мексика. В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., ИЛ, 1964, вып. 2.
- Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.-Л., Гостехиздат, 1944.
- Смирнов С.С. О тихоокеанском рудном поясе. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1946, № 2.
- Соколова Е.А., Брито А., Коутин Д.П. Марганцевосная формация Эль-Кобре (провинция Ориенти, Куба). - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., "Наука", 1973.
- Сэйнсбери Ч.Л. Месторождения олова и бериллия в центральной части хребта Йорк на западе полуострова Сьюард. - В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., "Мир", 1973.
- Тектоническая карта Евразии. Под ред. А.Л. Яншина. М., "Наука", 1966.
- Тильман С.М., Белый В. Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан, 1969.
- Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. - В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Толкунов А.Е., Малиновский Е.П., Карбера Р., Карасу Г. Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы. - В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., "Наука", 1973.
- Торнер Ф. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений Центральной Боливии. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., "Мир", 1964.
- Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловяносность Приамурья. М., "Недра", 1973.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма - плутонизма. Вулкано-плутонические формации. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1963, № 12.
- Ферсман А.Е. Монголо-Охотский металлогенетический пояс. (Поверхность и недра), 1926.
- Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Кольмской складчатой области и особенности их генезиса. Автореф. докт. дисс., 1973.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М., "Недра", 1971.
- Ходак Ю.А., Сунь-шу. Главнейшие структуры Северо-Восточного Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1961, № 10.
- Хуан Бо-цин. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952.
- Хуан Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая (предварительные выводы). - "Сов. геол.", 1961, № 9.
- Чайковский В.К. Новые данные о Тихоокеанском рудном поясе. - "Сов. геол.", 1956, № 50.
- Чеботарев М.В., Ле Ван-кы. Металлогения и полезные ископаемые Северного Вьетнама. - Материалы Первой Всесоюз. конф. по геологии и металлогении. Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 1. Владивосток, 1960.
- Чжан Вэнь-ю. Основы тектоники Китая. М., Гостехиздат, 1962.
- Шатский Н.С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных месторождений. - "Изв. вузов, геол. и разведка", 1960, № 11.
- Шило Н.А., Мералыков В.М. Эвгеосинклинальные зоны Центральной части

- мезозойд Северо-Востока СССР. - "Докл. АН СССР", 1972, 204, № 9.
- Шило Н.А., Сидоров А.А.¹ Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения Восточноазиатских вулканических поясов. - В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. М., "Наука", 1967.
- Шило Н.А., Сидоров А.А. Притихоокеанские вулканогенные пояса и их металлогенические особенности. - "Геол. и геофиз.", 1967, № 4.
- Шмидт Г.А. Медная провинция Юго-Запада Северной Америки. М., ОНТИ ВИМС, 1960.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. Избр. труды. М., "Мир", 1964.¹
- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки, как восточного обрамления Тихого океана. - Избр. труды. М., "Мир", 1964.²
- Штилле Г. Циркумпацифические складчатости в пространстве и времени. - Избр. труды. М., "Мир", 1964.³
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.
- Эрлих Э.Н., Дорофеев В.К., Лазаренко В.Г. Некоторые вопросы минералогии и генезиса месторождений Си-хуа-сан и Пяо-тан провинции Цзянси (Южный Китай). - "Зап. Ленингр. горного ин-та", 1959, 35, вып. 2.
- Яншин А.Л. Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М., "Наука", 1966.
- Ярмолюк В.А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. - В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ahlfeld F. Zinnführende Pegmatite in der Cordillera Real. - Metall. Erz, 1926, 23.
- Ahlfeld F. Epiternale Wolframlagerstätten in Bolivien. - Neues Jahrb. Mineral., 74 A, N 1, 1938¹.
- Ahlfeld F. Die Silber-Blei-Zinklagerstätte Pulacayo, Bolivien. - Neues Jahrb. Mineral., 75A, 1939.
- Ahlfeld F. Estudios Geologicos de Yacimientos Minerales de la Provincia de Juguy. Juguy, 1948. Publ. N 455. Yacimientos Minerales N 1.
- Ahlfeld F. Die sudbolivianische Antimonprovinz. - Neues Jahrb. Mineral., 83, 1952.
- Ahlfeld F. Los Yacimientos minerales de Bolivia. Bilbao, 1954.
- Ahlfeld F. Die zonale Verteilung der Erzlagerstätten in der bolivianischen Metallprovinz. - Neues Jahrb. Mineral. Abh. B, Festband Schneiderhöhn, Stuttgart, 1957, 91, H. 1-3.
- Ahlfeld F. Zinn und Wolfram. - Metall. Rohstoff. Stuttgart, 1958, 11.
- Ahlfeld F. Metallogenic epochs and provinces of Bolivia. - Mineral Deposita, 1967, 2, N 4.
- Ahlfeld F. Neue Beobachtungen über die Tektonik und die Antimonlagerstätten Boliviens. - Mineral Deposita, 1974, 2, N 2.
- Ahlfeld F., Mosebach R., Öhmichen H. Zinnerzvorkommen in der Hunan (China). - Neues Jahrb. Mineral., 73 A, 1938².
- Ahlfeld F., Schneider-Scherbina A. Los Yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. La Paz, Bolivia, 1964.
- Andrews E.C. Structural unity of the Pacific Region, evidence of the ore deposits. - Econ. Geol., 1925, 30, N 8.
- Aranyakanon Payome. Tin deposits in Thailand. 2 Techn. Conf. on Tin. Bangkok, 1969, V. 1.
- Blanchard R. Some pipe deposits in Eastern Australia. - Econ. Geol., 1947, 42; 1952, 47.
- Bravo Bellide E. Aspectos generales del la metallogenia de Peru, Lima, Publicaciones del S.g.m. Carta geologia nacional geologia. - Economica, N 1, Servicio de geologia y minerallia Bolletin, Lima, 1966, N 22.
- Broadhurst E. The Herberton tinfields. Empire Min. Metallurgy. Congr., 1953, 5, Publ., v. 1.
- Braun E. The age granites of the northern Thailand. 2 Techn. Conf. on Tin. V. 1. Bangkok, 1969.
- Brown G.F. Geological reconnaissance of the mineral deposits of Thailand. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1951, N 984.
- Brown D.A., Campbell K.S.W., Crook K.A.W. The geological evolution of Australia and New Zealand. - Dept Geol. Austral. Nat. Univ., Canberra, 1966.
- Bryner L. Ore deposits of Philippines, an introduction to their geology. - Econ. - Geol., 64, 1969, N 6.
- Bürgle H. The orogenesis in the Andian system of Colombia. - Tectonophysics, 1967, 4, N 4-6.
- Bürnham C.W. Metallogenic provinces of the South-Eastern United States and Mexico. - Bur. Mines and Mineral Resources. New Mexico Inst. Mining and Technol. Bull., 1959, 65.
- Burton C.K. The geological environment of tin mineralization in the Malay - Thai Peninsular. Internat. Tin Council, Bangkok, 1969.
- Burton C.K. The paleotectonic status of the Malay Peninsular. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 1970, v. 7, N 1.
- Campbel D.F. Geology of the Colquiri tin mine. - Econ. Geol., 1947, 42, N 1.
- Challis C.Q., Lander W.R. The genetic position of the Alpin typ ultrafemic rocks. - Bull. Volcanol., 1966, 29.
- Chiang An. The characteristics and the rules of mineralization of the lead-zinc deposits of Western Kueichow. - Geol. Rev., 1957, 17, N 3.
- Chou Te-chung, Li Wen-yen. Geological characteristics of the Wanshan mercury

- district, Kueicou. - *Geol. Rev.*, 1958, 18, N 1.
- Congreso Geologico Internacional, Excursion A-2 y A-3. Mexico, 1956.
- Crowell J.C. Displacement along the San Andreas Fault, California. - *Spec. Geol. Soc. America Papers*, 1962, N 71.
- Caena Zoltan Tectonica de la Sierra Madre Oriental de Mexico, entre Torreon y Monterrey. XX Congr. Geol. Internat. Mexico, 1956.
- Davis S.G. The distribution and occurrence of tungsten mineral in South China and Hongkong. - *Proc. 8th Pacific Sci. Congr.* (1953). V. 2. Philippines, Quezon City, 1957.
- Dengo G. Estructura geologica, historia, tectonica y morfologia de America Central. Mexico, 1968.
- Dickinson W.R. Tectonic development of Fiji. - *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6.
- Foshag W.F., Fries C.Jr. Tin deposits of the Republic of Mexico. - *U.S. Geol. Surv. Bull.* Washington, 1942, 935-C.
- Fuller C.R. Geologia y Yacimientos metaliferos de Chile. Univ. Sant Yago, 1965.
- Ganser A. Facts and theories on the Andes. - *J. Geol. Soc. London*, 1973, 129.
- Garcia H.H. Consideraciones sobre algunas alineaciones desarrollos Hidrotermales tipo Porfido Cuprifero en ee Nores te Argentina. 1969.
- Geology and Economic minerals of Canada. Ottawa, 1970.
- Geology of the Queen Charlotte Islands. Dept. Mine and Petroleum Geologists Bull., 1968, N 554.
- Geology of the Malay Peninsular. N.Y., Geol. Soc. Malasia, 1973.
- Geology of the Australian ore deposits. 1965.
- Geological reconnaissance of the mineral deposits of Thailand. *Geol. Surv. U.S. Bull.*, 1951, N 984.
- Gervasio F.C. Age and nature of orogenesis of the Philippines. - *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6.
- Gervasio F.C. Ore deposits of the Philippine Mobile Belt. In: Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. - *Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Gold D. Extract from Australian mineral industry. - *Miner. Deposits. Bull.*, 1965, N 72.
- Conzales Reyna J. Rinqueza Minera y Yacimientos Minerales de Mexico. Congr. Geol. Internat. XX sess. Mexico, 1956.
- Green D. Review of mineral potential in Fiji. - In: Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. *Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Handbook of South American Geology. - *Mem. Geol. Soc. America*, 1956, 65.
- Hewitt W.P. Geology and mineralization of the San Antonio mine Santa Fulalia district, Chihuahua, Mexico. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1943, 54.
- Ho C.S. Structural evolution of Taiwan. - *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6.
- Hosking K.F.G. Aspects of the geology of tin fields of South-East Asia. - *2nd Techn. Conf. on Tin, Bangkok*, 1969, 1.
- Hsieh C.Y. The iron deposits of Southern Anjiuy. - *Bull. Geol. Soc. China*, 1931, 15.
- Hsieh C.Y. Geology of the iron deposits in Lower Yantze region Peiping. - *Nat. Geol. Surv. China and Inst. Geol. Nat. Acad. Geol. Mem.*, Ser. A, 1935, N 13.
- Hsieh C.Y. Note on the ore deposits in the Yunnan-Kueicou-Sikang area with special reference to their distribution and geological age. - *Contrib. Econ. Geol. China*, 1944, N 1.
- Hsu Ke-chin. Tungsten deposits of Southern Kiangsi. - *Econ. Geol.*, 1943, 38, N 6.
- Ishihara S. Molgbdenum and tungsten provinces in the Japanese islands and North American Cordillera: an example of asymmetrical zoning in Pacific Type orogeny. - In: Metallogenic provinces and mineral deposits in Southwestern Pacific. *Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Ishihara S., Sasasaku A. Metallogenic map of Japan. Tokyo, Geol. Surv. Japan, 1973.
- Juan V.C. Mineral resources of China. - *Econ. Geol.*, 1946, 41, N 4, pt 2.
- Katili J.A. Structure and age of the Indonesia tin belt with special reference to Bangka. - *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6.
- Kerr P.F. Tungsten mineralization in the United States. - *Mem. Geol. Soc. America*, 1946.
- Kim C.J. Metallogenic provinces and epochs in South Korea. In: Metallogenic provinces and mineral deposits in Southwestern Pacific. *Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Knight C.L., Fraser R.B., Baumer A. Geology of the Bougainville copper orebody, New Guinea. - In: Metallogenic provinces and mineral deposits in Southwestern Pacific. *Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Kobajashi T. The Triassic Akioshi orogeny. *Sympos. Stille-Festschr.*, 1956.
- Koschman A.H., Bergendahl M.H. Principle gold-producing districts of the United States. - *U.S. Govt. print. Office Profess. Paper*, 1968, N 610.
- Kuo Tsing-shan. The scam type of copper ore deposits of the Lower Yantze, China. *Acta geol. sinica*, 1957, 37.

- Kuo Tsing-shan. The scarn type of metamorphic copper ore deposits in Lower Yangtze. — *Sci. Sinica*, 1958, 6, N 6.
- Kuo W.K. Geology of Eastern Yunnan. — *Contrib. Econ. Geol. China*, 1944₁, N 1.
- Kuo W.K. Geology and mineral resources of Lutien, Yungshan and Chiaochia, Yunnan, *Contrib. Econ. Geol. China*, 1944₂, N 1.
- Khudoley, K.M., Mayerhoff A.A. Paleogeography and geological history of the Greater Antilles. — *Mem. Geol. Soc. America*, 1971, 129.
- Landis C.A., Coombs D.S. Metamorphic belt and orogenesis in Southern New Zealand. — *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6.
- Levy E. *La metallogenesis en América*. Central. Mapa metalogenetico de America Central. Pobl. Inst. Centriamer. de Invest. Tecnol. Indust. Guatemala, 1970.
- Liu Chi-pan. Geological characteristics of the antimonite ore deposits of China and their industrial types. — *Dept. Geol. Trans. Central-Southern of Mining and Metallurgy Inst.*, 1957, 2, N 2.
- Lovering T.S. The origin of tungsten ores of Boulder country. — *Econ. Geol.*, 1941.
- Matsumoto T. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis. — *Tectonophysics*, 1967, 4, N 4-6.
- McKinstry H., Noble J.A. The veins of Casapalca, Peru. — *Econ. Geol.*, 1932, 27.
- Meng H.M. Tin deposits of China. *Bull. geol. soc. China*, 1937, 17, N 3, 4.
- Meng H.M., Chang K. Sequence of mineral deposition in the Shuikoushan zinc-lead deposits, Hunan. *Acad. Sinica, Mem. Nat. Res. Inst. Geol.*, 1935₁, 15.
- Meng H.M., Chang K. Geology of the Hsianghualing tin deposits. Lingwu, Hunan. — *Acad. Sinica Mem. Nat. Res. Inst. Geol.*, 1935₁, 15.
- Meng H.M., Chang K., Ho C. Geology of the Kochiu tin field, Yunnan. — *Bull. Geol. Soc. China*, 1937₂, 16.
- Murch F.R. *The Scheelite Resources of the Glenorchy District, West Utago, New Zealand*. *Geol. Surv. Report*, 1969, N 40.
- Miller B.L., Singewald I.T. The mineral deposits of the South America. N. Y., 1919.
- Miller H. Kritische Bertachtungen zum Zusammenhang zwischen den Chilenischen Anden und der West-Antarktikis. — *Geol. Rundschau*, 1967, 56, N 2.
- Monger G.W., Preto V.A. Excursion A 03 — C 03. XXIV Internat. Geol. Congr., Montreal, 1972.
- Nishiwaki T. Lead and zinc deposits of Japan with special emphasis on those of Kamioka mine. — VII Pacific Sci. Congr., 1953, 2.
- Nishiwaki T. Metallogenic provinces in Japan. In: *Metallogenic provinces and mineral deposits in Southwestern Pacific*. — *Sympos XII Pacific Sci. Congr. Bull.*, 1973, N 141.
- Northcote K.E., Muller J.E. Volcanism, plutonism and mineralization: Vancouver Island CGM Annual Western Meeting. Vancouver, B.C. October 1971, 1972.
- Oldershaw W. Geological and geochemical survey to the Captain Flats Area, New South Wales. — *Dept Nat. Developm. Bur. Mineral Resources Geol. and Geophys. Rept*, 1965, N 101.
- Openheim V. *The structure of Colombia*. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1952, 33, N 5.
- Petersen U. Major ore deposits of Central Peru. — *Econ. Geol.*, 1965, N 3.
- Radelli L. Unguadro preliminar de los epocas magmaticas y metalogeneticas del los Andes Colombianos. — *Geol. Colombiana, Bagoya*, 1962, N 3.
- Reksalegora W., Djumhani C. Metallic mineral deposits of Indonesia. In: *Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Sainsbury C.L., Mulligan R.R., Smith W.C. *The Circum-Pacific "tin belt" in North America*. 2 Techn. Conf. on Tin. V. 1. Bangkok, 1969.
- Sang Man Lee. Geology and ore deposits of Mesozoic Gyengsand basin with emphasis on mineralization related to granites. XXIV Internat. Geol. Congr. Montreal, 1972.
- Schmitt W.C., Harrison D. Geology of Parra area of the Parra district, Mexico. — *Trans. Amer. Inst. Mining and Metallurg Engrs. General vol.*, 1931.
- Scrivenor J.B. *The geology of Malayan ore deposits*. London, 1928.
- Semple W. The ore mining at Kochiu, Yunnan. — *Mineral J.* 1922, Pap. 8.
- Smith W.C. *Tin deposits of Mexico*. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1950, 962-D.
- Solomon M., Groves D. Metallogenesis in Tasman orogenic zone of Australia. — XXIV Internat. Geol. Congr., Sec. 4, 1972.
- Son C.M. Distribution of mineral deposits in Korea and its significance. — In: *Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.
- Straley H.W. Geology and mineral resources of Colombia. — VII Pacific Sci. Congr., 1953, 11, N 8.
- Stoll W.C. Metallogenic provinces of South America. *Mining Mag.* 1965. February, v. 112, N 1,2.
- Tan L.P. Some aspects of metallogenesis of Taiwan. In: *Metallogenic provinces and mineral deposits in the Southwestern Pacific. Sympos. XII Pacific Sci. Congr. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull.*, 1973, N 141.

- Tectonic history and mineral deposits of Western Cordillera. — *Canad. Inst. Mining and Metallurgy*, 1966, N 8.
- Titley S.R., Hicks C.L. Geology of the Porphyry Copper deposits southwestern North America. — *Univ. Arizona*, 1966.
- Turneure F.S. The tin deposits of Llallagua. — *Econ.geol.*, 1935, 30, N 1.
- Turneure F.S., Gibs on B. Tin deposits of Carguaicolo, Bolivia. — *Amer. J. Sci.*, 1945, v. 243— A.
- Turneure S., F., Welker K.K. The ore deposits of the Eastern Andes of Bolivia. The Cordillera Real. — *Econ. Geol.*, 1947, 42, N 7.
- Twelfth Pacific Science Congress, Canberra, Australia, 1969.
- Twelfth Pacific Science Congress, Canberra, Australia, 1973.
- Veitchow Juan. Mineral resources of China.— *Econ. Geol.*, 1946, 41, N 4.
- Watanabe T. Geology and mineralization of the Suian district, Tyosen (Korea). Hokkaido, Imp. Univ. 1943, 8, IV—VI, N 3, 4.
- Watanabe T. Genesis and banded manganese deposits in cupriferos pyrite deposits in Japan. — *Mineral. Geol.*, 1957, 7, N 24.
- Wong C.C., Hsiu Y.H. The cassiterite-arsenopyrite pipes in Southern Hunan. — *Bull. Geol. Surv. China*, 1935, 26.
- Wong C.C. et al. Tin, arsenic and copper deposits of Hunan. — *Contrib. Econ. Geol., China*, 1944, N 1.
- Weeks K.G. Geologic architecture of Circumpacific. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1959, 43, N 2.
- Weeks K.G. Geologic architecture of Circumpacific. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1959, 42, N 2.
- Weston—Dunn. The economic geology of Mount Bishoff tin deposits. — *Econ. Geol.*, 1922, 17, N 3.
- Zeil W. Vulkanismus in Hochkordillere. — *Geol. Rundschau*, 1959, 48.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЮЖНАЯ АМЕРИКА	6
Структурное и металлогеническое районирование мезо-кайнозойской области Южной Америки	-
Чили	10
Аргентина	15
Боливия	17
Олово	23
Вольфрам	32
Свинец и цинк	33
Золото	36
Сурьма	38
Ртуть	39
Селен	40
Медь	-
Общие пространственные закономерности распределения и взаимоотношения месторождений различных металлов Боливии	41
Перу	42
Золотоносная зона северной части Южной Америки	44
Эквадор	-
Колумбия	46
Венесуэла	47
ЦЕНТРАЛЬНАЯ И СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА	48
Центрально-Американский сектор (Центральная Америка и Антильская дуга)	51
Антильская дуга	53
Центральная Америка	54
Мексиканский сектор	58
Калифорнийско-Колумбийский сектор	60
Канадский сектор	65
Аляскинский сектор	71
ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ И АВСТРАЛИЯ	73
СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА	75
Северо-Восток СССР	-
Западный Яно-Кольмо-Индибирский сектор	-
Чуано-Чукотский сектор	77
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	79
Корякско-Камчатская складчатая область	80
Монголо-Охотская ветвь Тихоокеанского пояса (Забайкалье и Приамурье)	81
Забайкальский сектор	-
Приамурский сектор	84
Восточно-Азиатская металлогеническая область	-
Хингано-Баджалский сектор (Хингано-Олонойская, Баджалская, Горинская зоны)	85
Приморский сектор	86
Курильская островная дуга	90
Япония	92
Корея	95
Китай	96
Северная Маньчжурия (активизированные древние сооружения северо-восточного Китая)	97
Яньшаньская зона	98
Циньлинь-Янцзынская зона	-
Рудные районы хребта Циньлинь	-
Рудные районы парагеосинклинали Янцзы	99
Цзянаньская зона	100
Цзянси-Хунань-Гуансийская зона	101

Прибрежный оловяноносный пояс	105
Рудная зона Кам-Юньнаньской оси	106
Рудные провинции Индокитая, островов Индонезии и Филиппин	113
Таи-Малайская область	-
Индонезия	121
Филиппины	122
Восточно-Австралийский сектор	126
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА	130
Медь	-
Золото	131
Свинец и цинк	133
Молибден	134
Вольфрам и олово	135
Вольфрам	-
Олово	136
Сурьма и ртуть	140
Сурьма	-
Ртуть	141
Хром, никель, платина и титан	-
Железо и марганец	143
Рудные формации Тихоокеанского пояса	144
Экзогенные месторождения	-
Эндогенные месторождения	145
Рудные формации, связанные с ультраосновными породами	-
Рудные формации, связанные с основными породами	146
Рудные формации, связанные с щелочными производными основных и ультра- основных магм	-
Рудные формации, связанные со средними породами	-
Рудные формации, связанные с кислыми и ультракислыми породами	147
Рудные формации амагматической группы	149
Рудные формации неясного генезиса	-
Типы рудных провинций и районов Тихоокеанского пояса	150
Рудные провинции и районы ультрафемического профиля	153
Рудные провинции и районы фемического профиля	-
Рудные провинции фемическо-сиалического профиля	154
Рудные провинции и районы сиалического профиля	155
Рудные провинции и районы ультрасиалического профиля	-
Рудные провинции и районы амагматического типа	156
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	157
ЛИТЕРАТУРА	167

Екатерина Александровна Радкевич

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом ДНЦ

Редактор издательства Н.В. Знаменская. Художник Ю.С. Лылов
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Н.М. Бурова

Подписано к печати 14/IV-77 г. Т-03887. Усл.печ.л. 15,4+вкл.0,4

Уч.-издл. 17,6. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 1500 экз. Тип. зак. 103 Цена 1р.77к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 77 к.

2014