



В. В. ИВАНОВ, Г. М. МЕЙТУВ

ГЕОЛОГО-  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
РУДНЫХ  
ПРОВИНЦИЙ

В. В. ИВАНОВ,  
Г. М. МЕЙТУВ

704

ГЕОЛОГО-  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
РУДНЫХ  
ПРОВИНЦИЙ

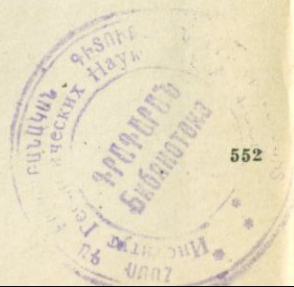


ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1972

Иванов В. В., Мейтув Г. М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М., «Недра», 1972, 288 с.

Имеющиеся материалы по особенностям составов рудных месторождений и изверженных пород, закономерностям их размещения рассмотрены в связи с историей вертикальных тектонических движений территорий. Учет всей совокупности дорудных перемещений с использованием палеотектонических и палеогеографических построений позволил установить, что определенные минералого-геохимические характеристики различных эндогенных образований отвечают совершенно конкретной комбинации вертикальных перемещений. Обобщены материалы по возрасту, температуре, глубине рудообразования и влиянию на оруденение вмещающих пород и глубинного строения земной коры. Намечены новые пути прогнозно-поисковых исследований различного масштаба на эндогенное оруденение. Все вопросы рассмотрены с использованием статистических методов на примере Забайкалья, Якутии и ряда других регионов.

Книга рассчитана на геологов и геохимиков, занимающихся вопросами магматизма, рудообразования и поисками полезных ископаемых. Таблиц 60, иллюстраций 48, список литературы — 296 названий.



Перед геологической службой стоит задача всемерного расширения минерально-сырьевой базы путем повышения результативности геологоразведочных работ, на которые ежегодно расходуются большие средства. Решение этой задачи в значительной мере определяется умелым научно обоснованным выбором районов для поисков и разведок месторождений полезных ископаемых, что возможно только на основе комплексного геологического и геохимического подхода к изучению рудных районов. Однако еще нельзя сказать, что каждый из этих разделов науки о Земле вносит достаточно полный вклад в дело прогноза и поисков полезных ископаемых. Это связано в первую очередь с отсутствием такого подхода, который давал бы возможность находить взаимосвязь между динамикой достаточно хорошо изученных геологических процессов и химизмом различных геологических образований, увязать пространственно-временные закономерности региональной тектоники, осадконакопления и магматизма, с одной стороны, и геохимическими особенностями рудных месторождений и изверженных пород, — с другой.

Один из основателей металлогении Делонэ считал задачи этой науки в значительной мере геохимическими. Такой же точки зрения придерживались А. Е. Ферсман, С. С. Смирнов, Б. Н. Наследов, Д. И. Щербаков и многие другие исследователи. А. Е. Ферсман в 1940 г. писал, что проблема поисков полезных ископаемых — по существу проблема геохимическая и что необходимо коренное изменение метода поисковых работ, так как без внедрения новых геохимических идей мы не сможем достаточно быстро ответить на растущие потребности социалистического хозяйства. Эти высказывания справедливы и сегодня.

Следовательно, геохимия, располагающая в настоящее время довольно полной информацией о вещественном составе геологических объектов, а также о распределении всех химических элементов в природе, владеющая методами петрохимии, литохимии, гидрохимии и биохимии, опирающаяся на данные региональной тектоники, петрографии, стратиграфии, литологии, учения о рудных месторождениях и других разделов геологии, использующая возможности экспериментального лабораторного моделирования различных природных процессов и математико-статистические методы, должна наряду с металлогенией внести еще больший вклад в повышение эффективности прогнозно-поисковых геологических работ.

В этой работе главной целью являлось установить взаимосвязь между химическими особенностями определенных эндогенных образований, в первую очередь рудных месторождений, и геологической историей формирования соответствующих территорий; найти возможности наиболее простого и быстрого обнаружения и выражения этих связей и попытаться использовать их для целей прогноза, поисков и оценки различных рудных районов и полезных ископаемых еще на раннем этапе геологических исследований, когда проводятся съемочные работы мелкого и среднего масштаба. Предпринятое исследование носит главным образом постановочный методический характер и не охватывает всей проблемы в целом, так как касается не всех типов месторождений и рудных районов.

При решении различных металлогенических вопросов широко используются материалы по геологической истории развития регионов. Ведущее место при этом отводится анализу характера вертикальных тектонических движений.

Широкие палеогеологические обобщения в области металлогении и магматизма принадлежат Ю. А. Билибину (1948), С. С. Смирнову (1944) и В. И. Смирнову (1962, 1963, 1967). Близкие идеи развивали В. П. Нехорошев, 1953; В. Н. Козеренко, 1956; Д. И. Горжевский и др., 1957, 1970; Е. Е. Захаров, 1958, 1959; Н. П. Херасков, 1958, 1966; Г. Л. Падалка, 1958; Н. М. Сеницын, 1959; Г. Ф. Яковлев, 1959; К. И. Сатпаев и др., 1960; Е. А. Радкевич, 1959, 1967; Г. М. Щерба, 1959; М. В. Гзовский, 1963; В. А. Кузнецов, 1962; Х. М. Абдуллаев, 1964; К. Л. Волочкович, А. Н. Леонтьев, 1964; В. П. Федорчук, 1964; М. Г. Золотов, 1965; М. И. Ициксон, Л. И. Красный, В. Т. Матвеев, 1965; Г. А. Твалчрелидзе, 1967, 1968; В. В. Белоусов, 1966; Н. П. Лаверов и др., 1966; А. Л. Яншин и др., 1966; Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин, 1967; Л. Н. Леонтьев, 1967; Ш. Е. Есенов, Д. С. Кунаев, А. К. Каюпов, А. Е. Шлыгин, 1967, 1968; А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Е. Т. Шаталов, 1967; Г. С. Дзоценидзе и др., 1968; Г. С. Котляр, 1968; И. В. Архипов, А. С. Перфильев, 1968; А. Д. Щеглов, 1968; М. Н. Годлевский, 1968; Ф. И. Вольфсон и др., 1968, 1969; М. Б. Бородаевская, 1968; В. И. Казанский, 1969; Ф. К. Шипулин, 1969; Ю. А. Косыгин, 1969; Н. А. Шило и др., 1969; А. М. Быбочкин, 1969; Ф. Р. Апельдин, 1969; М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др., 1969; К. В. Боголепов, 1969; В. Н. Котляр, 1970; Д. В. Рундквист, В. К. Денисенко, 1970; В. Т. Покалов, 1970 и многие другие.

С методической стороны вопрос об учете истории вертикальных движений решается по-разному. Одни исследователи металлогенические особенности того или иного участка связывают с определенным этапом геосинклинального развития, другие — с определенным типом орогенных тектонических движений. В большинстве случаев особенности эндогенного рудообразования связываются с каким-то одним определенным знаком вертикальных движений (поднятием или опусканием). В настоящей работе делается попытка выяснить влияние на закономерности размещения и условия образования эндогенных месторождений всей совокупной истории вертикальных тектонических движений, предшествовавших орудуению, в свете представлений, развиваемых авторами (Иванов, 1963, 1969, 1970; Иванов, Мейтүв, 1970<sub>1,2</sub>; Мейтүв и др., 1967, 1970<sub>1,2</sub>).

Авторы располагали большим фактическим материалом по Восточному Забайкалью, которое и было выбрано в качестве основного полигона для методических исследований. С целью проверки и развития выявленных закономерностей был проработан фактический материал по ряду других рудных регионов. Такова и структура книги: геолого-геохимический анализ Восточного Забайкалья; геолого-геохимические особенности Якутии, Болгарии и других районов Тихоокеанского и Среднеземноморского поясов и Евразии; общие выводы.

Были рассмотрены данные по магматизму, металлогении, геохимии и геофизике. Большое внимание уделено анализу существующих палеотектонических и палеогеографических построений. Широко использовались сведения о физико-химических условиях рудообразования (температура, глубина формирования месторождений, влияние вмещающих пород), а также данные по абсолютному возрасту пород и руд. Привлечен весьма большой цифровой материал (химические и другие анализы, характеристики пространственного распределения пород и месторождений и т. д.). При проработке этих фактических данных, исчисляющихся нередко многими сотнями и тысячами, были широко использованы методы математической статистики, с помощью которых проверялась надежность сделанных выводов.

Ведущим исполнителем раздела «Региональные геолого-геохимические особенности рудоносности Восточного Забайкалья» являлся Г. М. Мейтув. Раздел «Некоторые геолого-геохимические особенности минерализации в различных рудных провинциях» составлен В. В. Ивановым.

В проведении исследований, послуживших основой для книги, принимали участие многие сотрудники Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) и Центральной геохимической экспедиции (ЦГЭ) под руководством В. В. Иванова и Г. М. Мейтува. Особенно большую помощь авторам оказали Т. А. Иванова, Г. Б. Мотуза-Мотузевичус, Р. А. Романова и Ю. Н. Спониор, а также Ю. А. Тархов, Н. П. Смирнова, В. М. Мелентьев, В. С. Орехов, Г. Г. Горчакова, К. А. Заборин, В. М. Мартынова, В. П. Расказова, Л. Н. Волкова, О. В. Олифиренко, М. М. Байтман, В. М. Соловьева.

Во время полевых исследований авторы сотрудничали с геологами Сибирского филиала АН СССР; Грузинской, Армянской, Киргизской республиканских академий наук; Читинского, Якутского, Приморского и других геологических управлений; Болгарской геологической службы и Академии наук НРБ; Нерчинского рудоуправления; Бaleyского, Дарасунского, Хапчерангинского, Шерловгорского, Орловского, Актюзского, Норильского горно-обогатительных комбинатов.

В процессе выполнения работы ряд важных вопросов обсуждался с Н. П. Херасковым, К. А. Власовым, Ф. И. Вольфсоном, Е. Е. Захаровым, Н. С. Шатским, Д. И. Щербаковым, А. А. Сауковым, О. Д. Левицким, Л. Н. Овчинниковым, Л. Н. Леонтьевым, Н. П. Лаверовым, И. Г. Магакьяном, Ю. М. Пущаровским, Д. А. Родионовым, Г. И. Каратаевым, Ю. А. Косыгиным, В. А. Кузнецовым, В. П. Федорчуком. Пользуемся случаем, чтобы еще раз поблагодарить всех перечисленных товарищей за большую помощь.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ  
ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ  
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РУДОНОСНОСТИ И ПРИНЦИПЫ  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Восточное Забайкалье в течение многих лет является одним из главных полигонов, на примере которого разрабатываются основные положения советской металлогенической науки. Эта обширная территория простирается от Даурского хребта на западе до слияния рек Шилки и Аргуни — на востоке; на севере ее граница проходит несколько выше рек Ингоды—Шилки, а на юге — по государственной границе СССР. В ее пределах известны различные типы месторождений редких, цветных и благородных металлов. Наиболее широким распространением пользуются руды олова, вольфрама, молибдена, золота, свинца, цинка, флюорита и некоторых других полезных ископаемых.

Вопросам рудоносности этой территории посвящены многочисленные специальные исследования. Наиболее ранние представления о региональной металлогенности были высказаны А. Д. Озерским еще в конце прошлого столетия. В наше время основная роль в металлогенических исследованиях Забайкалья принадлежит С. С. Смирнову, работа которого «Очерк металлогении Восточного Забайкалья» (1944) по праву считается наиболее ярким обобщением по рудоносности этой территории. Как отмечал А. Г. Бетехтин в 1961 г., «по этой работе около 15 лет многие геологи обучались искусству металлогенического анализа». С. С. Смирнов наиболее четко сформулировал идею о наличии в Восточном Забайкалье трех рудных поясов (полиметаллического, оловянно-вольфрамового и золото-молибденового). Однако в приведенной им схеме границы этих поясов не были обозначены и показаны лишь точки распределения известных на то время месторождений различных металлов. При этом в заключении главы «О контурах рудных поясов, их границах, протяженности и т. п.» С. С. Смирнов писал: «Все сказанное о границах поясов необходимо дополнить таким замечанием. Ни в каком случае нельзя подходить чересчур догматично к только что сделанным определениям контуров отдельных поясов. Намеченные границы их в высшей степени условны. И условны прежде всего потому, что мы до сих пор не можем еще более или менее определенно установить геологические условия, благоприятствующие проявлению того или иного оруденения. В связи с этим контуры поясов определяются нами в значительной мере лишь по тенденции определенных совокупиностей месторождений развиваться в определенных участках территории Восточного Забайкалья.

Кроме того, основные и частные структуры, с которыми связано развитие определенных типов оруденения, далеко не отличаются какой-либо особенной

выдержанностью по простиранию. По существу, например, только центральная полоса удерживает на более или менее значительном протяжении основные особенности своего геологического строения. Пришилкинская же полоса, выделенная совершенно условно как синклиальная структура, в своем юго-западном продолжении мало уже чем отличается от центральной антиклинальной. На еще более коротком протяжении прослеживаются типичные особенности Приаргунской полосы, в связи с чем, как уже только что отмечалось, было бы, пожалуй, правильнее говорить не о Приаргунском полиметаллическом поясе, а об области развития полиметаллического оруденения» (Смирнов, 1961, стр. 492). Мы специально привели столь значительную цитату, поскольку в последующие годы многими исследователями эти предупреждения были совершенно забыты, а понятие о поясах превращено в догму, которая к тому же без всяких оснований приписывается С. С. Смирнову.

К настоящему времени металлогенические особенности Восточного Забайкалья отражены более чем на двух десятках металлогенических схем. Среди схем последних лет можно назвать предложенные Г. Л. Падалкой, Г. И. Князевым, А. Д. Щегловым, В. С. Кормилициным, Д. И. Горжевским, Н. А. Фогельман, В. Н. Козеренко, А. В. Дружининым, Э. В. Лешкевичем, Б. М. Васильевым, Н. В. Шталь, И. Н. Томсоном, Р. М. Константиновым, В. Д. Огородниковым, Л. А. Мастюлиным, В. В. Старченко, Г. И. Менакером, А. Д. Канищевым, В. В. Булдаковым, А. Д. Смирновым, Е. Н. Алтуховым и др.

Рассмотрение этих и всех других металлогенических схем позволяет сделать следующие общие выводы. Большинство схем основано на анализе мезозойской истории развития Восточного Забайкалья. Все схемы исходят из идеи поясового распределения минерализации. Одни исследователи придерживаются мнения о трех поясах (по С. С. Смирнову), другие (В. С. Кормилицин) количество рудных поясов резко увеличивают. Выделенные ими пояса различных металлов и типов месторождений накладываются и пересекают друг друга. Часть исследователей стоит на позиции блокового строения территории Восточного Забайкалья, выделяя в пределах поясов многочисленные блоки, каждому из которых приписываются свои особенности в магматизме и рудоносности (Г. И. Князев, А. Д. Щеглов, Д. И. Горжевский, Н. А. Фогельман, И. Н. Томсон и др.). Некоторыми исследователями в объяснении специфики металлоносности того или иного района особенно большое значение придается разрывным нарушениям (И. Н. Томсон и др.).

В основу существующих металлогенических построений кладутся различные тектонические схемы. К настоящему времени создано большое количество схем тектонического районирования Восточного Забайкалья. Нами произведены по возможности наиболее полная подборка и анализ накопившихся за многие годы тектонических схем, начиная с первых построений Делонэ, В. А. Обручева, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, М. М. Тетяева, А. Н. Мазаровича и др. и до самого последнего времени, — Е. В. Павловского, Б. А. Иванова, М. С. Нагибиной, Н. А. Флоренсова, Е. А. Радкевич, А. А. Якжина, В. Н. Козеренко, А. А. Арсеньева, Л. С. Буфф, А. М. Лейтеса, А. Д. Щеглова, Н. В. Шталь, Г. И. Князева, Д. И. Горжевского, Н. А. Фогельман, В. С. Кормилицина, А. В. Дружинина, И. Н. Томсона, Н. В. Горлова, Н. И. Тихомирова, Л. А. Таратуты, В. В. Старченко, Г. И. Менакера, Л. А. Мастюлина, Ю. А. Зорина, М. А. Стронина, М. В. Иванова, В. Д. Огородникова, Е. Н. Алтухова,

А. Д. Смирнова, В. В. Булдакова, Э. В. Лешкевич, В. А. Литвинова, Ю. С. Соломина и др.

Из рассмотрения всех тектонических схем Восточного Забайкалья прежде всего следует, что тектоническое районирование во всех случаях произведено по возрасту завершённой складчатости. На разных схемах выделяются структуры рифейд, байкалид, палеозойские, мезозойские и другие области. С другой стороны, анализ имеющихся схем показывает, что существуют два принципиально отличных взгляда на общий механизм формирования структур Восточного Забайкалья. Одни исследователи говорят о геосинклинальном режиме, другие — об эпплатформенном. Имеется много вариантов трактовки этих двух основных положений. В. А. Обручев относил территорию Забайкалья к древнейшей суше («древнее темя Азии»), не покрывавшейся морем с конца докембрия. Придавая большое значение блоковой тектонике, В. А. Обручев (1935—1938) категорически возражал против мнения М. М. Тетяева (1938) об альпийском возрасте структур этого региона и о принадлежности его к Монголо-Охотскому складчатому геосинклинальному поясу. Другие исследователи считают, что геосинклинальный режим охватывал практически весь интервал времени формирования Забайкалья по мезозой включительно (Ю. А. Билибин, В. Н. Козеренко, Н. В. Шталь, А. А. Арсеньев, В. С. Кормилицин и др.). Некоторые полагают, что геосинклинальное развитие закончилось в верхнем палеозое и начиная с нижнего мезозоя Забайкалье превратилось в эпплатформу, подвергнувшись активизации (М. С. Нагибина, А. Д. Шеглов, Г. И. Князев и др.). Часть исследователей склонна считать мезозойские структуры Забайкалья геосинклинальными образованиями особого типа (А. Ф. Мушников и др.). В последнее время Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов, В. В. Булдаков (1968), вернувшись к представлениям В. А. Обручева, доказывают, что эпплатформенный режим на большей части рассматриваемой территории Забайкалья имел место начиная с рифея.

Следует отметить, что в 30-е годы в Восточном Забайкалье была распространена точка зрения о широком развитии шариажей, развиваемая М. М. Тетяевым. Весь дальнейший геологический материал противоречил этой гипотезе, и в настоящее время она не имеет последователей.

В последние годы многими исследователями, особенно приверженцами эпплатформенного развития в мезозое, решающая роль придается разрывной тектонике с подразделением территории Восточного Забайкалья на многочисленные тектонические блоки. При этом одни выделяют блоки по пересечению разнонаправленных тектонических нарушений (И. Н. Томсон, Р. М. Константинов, А. Д. Канищев и др.), другие очерчивают их по современным выходам пород различных структурных этажей и геофизическим данным (Г. И. Князев, Г. И. Менакер, Л. А. Мастюлин, В. Д. Огородников, Ю. А. Зорин и др.). Контуры тектонических блоков на разных схемах, составленных по этим принципам, как правило, мало сопоставимы.

Число выделяемых разломов, их местоположение, мощность и протяженность варьируют на разных схемах в широких пределах. Приемы проведения разломов самые различные (геологические, геофизические, геоморфологические, металлогенические, магматические и др.). Сопоставление нарушений, выделяемых разными авторами, вызывает большие трудности.

В заключение рассмотрения существующих тектонических схем Восточного Забайкалья можно констатировать, что основой их является районирование по времени завершённой складчатости и по общему механизму геотектонического развития. Эти два главнейших принципа заложены во всех без исключения приведенных тектонических схемах и сосуществуют на протяжении всего времени изучения Восточного Забайкалья. Однако несмотря на общность подхода к построению тектонических схем, эти схемы, как правило, трудно сопоставимы. Одной и той же территории различными исследователями нередко приписывается различный возраст складчатости. Так, рассматриваемую территорию Восточного Забайкалья одни относят к области мезозойской складчатости, другие — к палеозойской, третьи — к рифейдам. То же можно сказать и в отношении районов, выходящих за пределы изученной нами территории. Абсолютная датировка геологического возраста осадочных пород постоянно уточняется, что также приводит к изменению возрастной характеристики той или иной структуры. Хорошим примером может служить Агинская структура, в которой породы, относимые до недавнего времени к среднему и верхнему палеозою, частично оказались триасовыми, а частично рифейскими. Даже если мнение о возрасте складчатости единое, границы выделяемых структур у различных исследователей варьируют в широких пределах.

Не меньший разнобой имеет место в трактовке тектонического режима развития одних и тех же районов. Это происходит прежде всего потому, что в настоящее время отсутствуют сколько-нибудь надежные критерии как в вопросе определения абсолютного времени завершения главной складчатости, так и в вопросе отделения орогенного этапа геосинклинального развития от эпициатформенного периода активизации. Сложность этой проблемы неоднократно подчеркивалась Н. С. Шатским, А. Л. Яншиным, Ю. А. Косыгиным, Н. П. Херасковым, М. С. Нагибиной, Ю. М. Пуцаровским, К. В. Боголеповым и многими другими ведущими тектонистами. Все это создает значительные трудности при выборе из существующих схем рациональной тектонической основы для металлогенического анализа. Статистическая проверка соответствия тектонических и металлогенических построений различных исследователей, произведенная Г. И. Менакером (1971), показала низкую степень связи. Одни и те же металлы, типы месторождений и разновидности магматических пород часто располагаются в участках, которые по существующим номенклатурам относятся к разным тектоническим типам. Следовательно, нужны какие-то другие тектонические решения, основанные на анализе реально наблюдаемых и однозначно трактуемых геологических явлений вне зависимости от генетических представлений того или иного исследователя. Кроме того, весьма важно выработать такие подходы, которые бы позволили в наибольшей мере использовать имеющийся фактический геологический материал и в то же время свели к минимуму применение генетических представлений.

Все это привело нас к необходимости при тектоническом районировании выдвинуть на первое место не представления о возрасте завершённой складчатости и характере тектонического режима, а прибегнуть к анализу вертикальных перемещений различных участков в течение всей обозримой истории геологического развития этого региона. Динамика вертикальных перемещений зафиксирована в мощностях, строении и составе осадочных толщ и поэтому поддается расшифровке. Простое сопоставление имеющихся литолого-страти-

графических колонок позволяет выделить участки наиболее контрастной геологической истории вертикальных перемещений. Построения исследователей, стоящих на разных идейных позициях, в этом отношении достаточно близки. Были сопоставлены стратиграфические колонки листов государственных геологических съемок масштаба 1 : 200 000, проведенных в Забайкалье Читинским геологическим управлением в период с 1959 по 1965 г., с построениями исследований Е. Н. Алтухова, А. Д. Смирнова, В. В. Булдакова (1964—1969). Несмотря на различные представления первых и вторых исследователей на историю формирования этого региона (геосинклиналь—эпиplatforma), на различную трактовку возраста и мощностей ряда свит, основные черты динамики вертикальных движений одних и тех же участков у тех и других весьма сходны. Так, например, площади Урулюнгуевского и Ульдургинского блоков устойчиво воздымались в течение палеозоя и большей части мезозойского времени. Район Этыки в верхнем палеозое и нижней юре прогибался, а в средней—верхней юре испытал инверсию. Близкой динамикой характеризовались районы центральной и западной частей Агинского поля, разница только в том, что инверсия наступила здесь в нижней юре. Зона, прилегающая к р. Шилке, испытывала неоднократно нисходящие перемещения в палеозое и мезозое. Близкие условия характерны для некоторых районов Приаргуныя и т. д.

В Восточном Забайкалье принцип связи вертикальных тектонических перемещений и состава эндогенных образований в той или иной мере поддерживается С. С. Смирновым, Е. А. Радкевич, В. Н. Козеренко, Г. Л. Падалкой, Д. И. Горжевским, Н. А. Фогельман, А. Ф. Мушниковым, М. А. Строниним, А. В. Дружининим, Э. В. Лешкевичем, Б. И. Васильевым, А. Д. Смирновым, Е. Н. Алтуховым, Г. И. Менакером, И. Н. Томсоном и др. Однако при сопоставлении тектонических схем с рудоносностью не учитывалась совокупность всей истории вертикальных перемещений того или иного участка. Границы поднятых и опущенных участков очерчиваются, как правило, по современному распространению тех или иных осадков или по геофизическим данным. Некоторые исследователи при выделении поднятых и опущенных участков использовали данные по распространению осадков лишь какого-то одного времени. Например, Г. И. Князев рисовал поднятые блоки по выходам ниже-среднеюрских осадков, не отмечая, что в средней—верхней юре многие опущенные участки Забайкалья испытали инверсию, что коренным образом отразилось на характере их рудоносности (Кукульбейский и другие районы).

Таким образом, истинное положение палеограниц бассейнов осадконакопления при рисовке поднятых и опущенных участков обычно не учитывалось. Отсюда происходят и различия этих схем, что вообще характерно для всех тектонических схем, составленных авторами, отстаивающими мнение о блоковом строении территории Восточного Забайкалья (Г. И. Князев, И. Н. Томсон, Г. И. Менакер, Л. А. Мاستюлин, В. Д. Огородников, Ю. А. Зорин и др.). Выделяемые ими блоки имеют различные очертания и размеры, число их меняется в широких пределах, границы их, очерченные разломами, имеют угловатую форму.

Мы в основу своих построений, расширявая динамику вертикальных перемещений того или иного участка и очерчивая границы поднятий и прогибов того или иного времени, положили палеотектонические и палеогеографические схемы, которые в генерализованном виде отражают динамику вертикальных

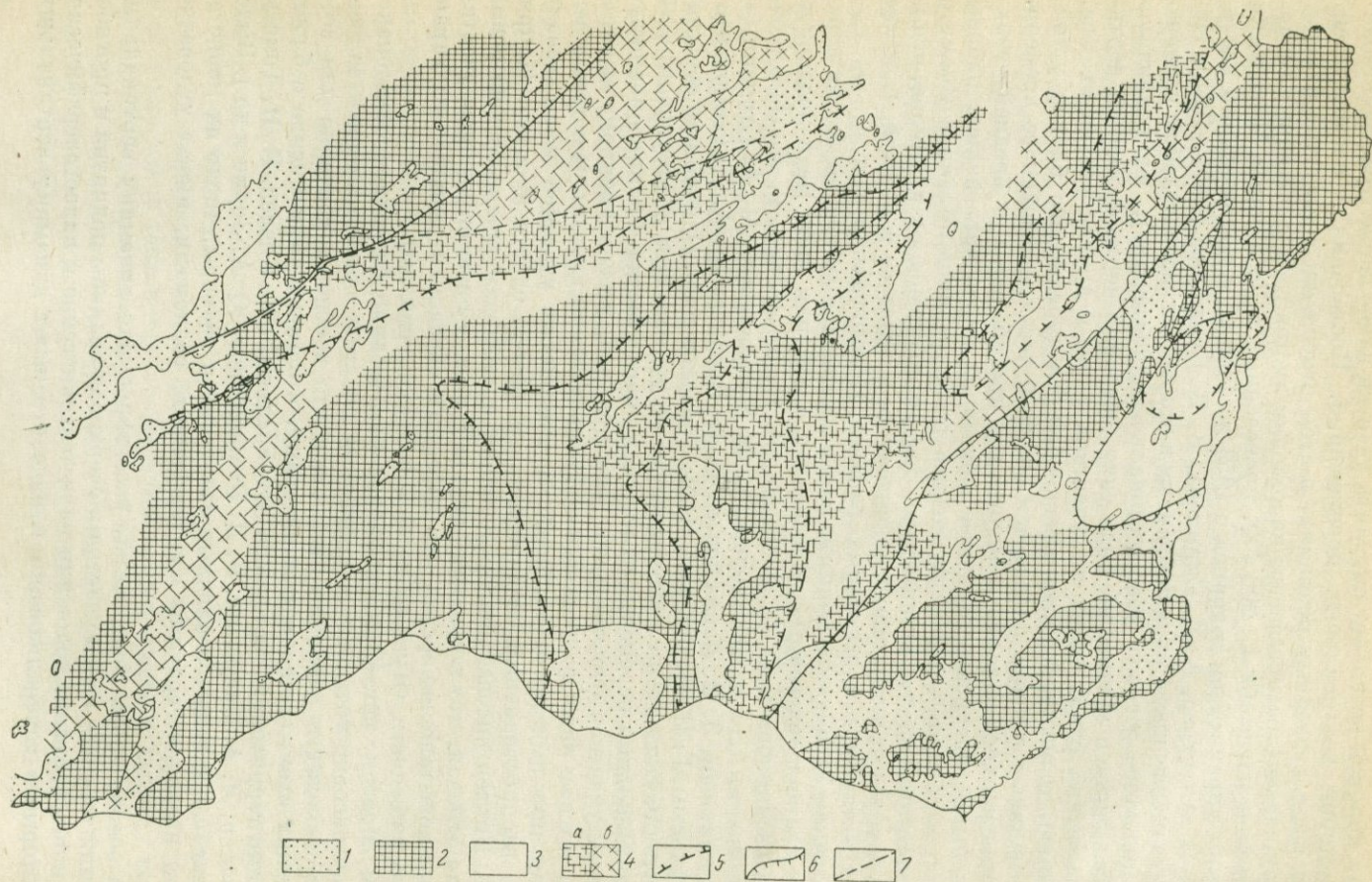


Рис. 1. Схема, отражающая динамику вертикальных тектонических движений Восточного Забайкалья в мезозойское и докембрийское время.  
 Составил Г. М. Мейтув (1969 г.) по материалам палеотектонических построений А. Ф. Мушников

1 — участки современных выходов верхнеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых пород, фиксирующих районы наложенных впадин; 2 — районы относительного устойчивого воздымания в юрское время (мезозойские депрессии); 3 — районы относительного устойчивого прогибания в юрское время (мезозойские депрессии); 4 — мезозойские инверсионные структуры, оформившиеся в поднятия (а) и прогибы (б) в среднеюрское или средне-верхнеюрское время; 5 — районы более частого прогибания в различные эпохи доюрского времени, в том числе в перми и триасе (палеозойские прогибы); 6 — районы, испытавшие устойчивое воздымание в течение всего доюрского времени

(палеозойские подлинты); 7 — граница разведена разновозрастной консолидации: к северу — наиболее древней (локембургий?), к югу — относительно более молодой (нижний палеозой или рифей?)  
Примечание. Многочисленные проводимые разными авторами разрывные нарушения уменьшено огущены. Чаще всего наиболее существенные из них совпадают с границами выделяемых на схеме структур

тектонических движений определенных эпох. В настоящее время для территории Восточного Забайкалья составлены достаточно подробные палеотектонические и палеогеографические схемы различных периодов, позволяющие судить о поведении отдельных районов в то или иное интересующее нас время: было ли это горное сооружение, суша, морской прогиб, межгорная котловина и т. д. Такие схемы составлялись А. Ф. Мушниковым, В. Н. Козеренко, Г. Л. Падалкой, В. А. Амантовым, Г. И. Князевым, С. А. Смеловским, И. Г. Рутштейном, К. К. Анашкиной, Ю. А. Зориным, В. В. Старченко, В. В. Варламовым и др.

По мере накопления материалов границы палеоструктур все более уточняются. В настоящее время для большей части площади Забайкалья границы поднятий и депрессий различных эпох разными исследователями принимаются почти однозначно. Несмотря на существующие разногласия упомянутых исследователей по общим вопросам геологической истории этой территории (главным образом о типе ее развития в герцинское время и особенно далее, в юре—мелу), составленные ими палеотектонические схемы оказываются достаточно сходными. Абсолютная датировка времени регрессий и трансгрессий на старых и новых схемах нередко расходится, но общая трактовка последовательности погружений или воздыманий того или иного участка сохраняется, что и позволяет сопоставлять палеотектонические построения различных исследователей.

Наиболее детальными работами этого плана являются палеосхемы А. Ф. Мушникова масштаба 1 : 1 500 000, охватывающие период времени с нижнего рифея до верхней юры включительно. Характеристика этих схем дана в работе А. Ф. Мушникова (1968). Эти построения нами и положены в основу предлагаемой тектонической схемы \* (рис. 1). Эта схема является результатом генерализации имеющихся по различным эпохам палеотектонических и палеогеографических данных. Преследовалась цель выявить наиболее контрастные различия участков Восточного Забайкалья и определить главнейшие тектонические признаки, определяющие характер рудоносности рассматриваемой территории. Поскольку домезозойская (точнее доюрская) история менее известна, она показана в наиболее обобщенном виде, тогда как лучше изученная юрская история — более дробно (см. рис. 1). Кроме того, для характеристики верхнеюрской — нижнемеловой истории, которая в связи с общим воздыманием рассматриваемой территории в это время слабо отражена на палеосхемах, на сводной схеме были показаны современные выходы осадочных пород верхней юры и нижнего мела \*\*. Площадь их распространения, по мнению большинства геологов (Ю. А. Писцова, А. Ф. Мушникова, Г. И. Князева, В. Д. Любалина, С. С. Красинца и др.), близка к первоначальным границам осадконакопления. На основании анализа палеосхем доюрского времени были выделены следующие тектонические

\* Первые варианты тектонической схемы были составлены по этому принципу в 1966 г. (Мейтун и др., 1967, 1970).

\*\* Контуры верхнемезозойских отложений показаны по данным А. Д. Смирнова (ИМГРЭ).

элементы (см. рис. 1). К северу от Шилки и Ингоды обособилась территория наиболее древней (докембрийской?) консолидации, к югу — относительно более молодой (рифей — низы палеозоя?). В их пределах выделились области, испытывавшие наиболее устойчивые воздымания в течение всего доюрского времени, а также область переменного знака вертикальных движений; внутри последней удается различать районы наиболее устойчивых нисходящих перемещений и менее устойчивых.

Сопоставление палеосумм мезозойского времени дало возможность в пределах охарактеризованных выше домезозойских областей выделить районы устойчивого воздымания (начиная с нижней и средней юры), районы устойчивого прогибания, начиная с нижнеюрского времени, районы, сменившие направленность вертикальных перемещений в среднеюрское (или средне-верхнеюрское) время. Причем при металлогеническом анализе инверсионные поднятия, как правило, включались в состав мезозойских поднятых структур, а инверсионные прогибы — в состав мезозойских депрессий. При составлении сводной схемы мы столкнулись с многочисленными трудностями. Прежде всего хотелось положить в основу материалы только одного исследователя, которые являются сопоставимыми. Поэтому в ряде случаев не были использованы имеющиеся данные других исследователей, которые уточняли положение границ тех или иных структур. Наименее уверенно выделяются мезозойские структуры к северу от рек Шилки и Ингоды (район Вершины Дарасуна), а также территории Онон-Туринской депрессии на западе, что связано с большой схематичностью построений А. Ф. Мушникова для этих районов. При проведении границ Онон-Туринской депрессии пришлось использовать схемы А. Ф. Мушникова за 1962 г. Суммарная площадь всех этих районов составляет около 25% от общей площади Восточного Забайкалья. Оконтуривая мезозойские депрессии, пришлось объединять области глубоких впадин и слабых поднятий, противопоставляя их областям интенсивных поднятий. Принятая возрастная градация структур является достаточно условной, так как временные оценки тектонических движений в различных районах не всегда совпадают. Однако для наших целей была важна не абсолютная датировка, а относительная последовательность знака вертикальных движений.

Проведенное тектоническое районирование территории Восточного Забайкалья основывалось на подчеркивании одного ведущего признака — знака вертикальных перемещений. Делалось это в наиболее генерализованном виде, чтобы установить само наличие предполагавшихся связей соответствующей комбинации вертикальных тектонических движений с металлогеническими особенностями. На этом этапе исследований требовалось убедиться в правильности и применимости предлагаемой методики. Такие же важные для металлогенических целей характеристики вертикальных перемещений, как их амплитуда, скорость, контрастность и, наконец, общий тектонический режим, на фоне которых осуществляются эти движения, оставлены вне рассмотрения. Это большая специальная тема исследования. Ее выполнение прояснило бы многие детали рудообразования. Однако нами эти задачи не ставились.

Итак, для металлогенических исследований предложена иная основа тектонического районирования территории Восточного Забайкалья. Суть

ее — учет характерных отличий в истории вертикальных перемещений различных участков земной коры. Важно подчеркнуть, что учитывались особенности в характере вертикальных перемещений не только в синрудное время (мезозой), но и в более ранние эпохи (рифей—палеозой). Расшифровка динамики вертикальных перемещений и рисовка границ поднятий и прогибов различного времени осуществлены с помощью существующих палеотектонических и палеогеографических схем. Предлагаемый метод позволяет широко использовать уже имеющийся фактический геологический материал и в то же время свести к минимуму применение генетических представлений. Динамика вертикальных перемещений зафиксирована в специфике осадочных толщ и поэтому поддается объективной расшифровке.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ И МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Главные имеющиеся металлогенические представления по Восточному Забайкалью кратко сводятся к следующему. Одни исследователи подчеркивают наличие поясового распределения эндогенной минерализации (С. С. Смирнов и др.), другие развивают мысль о блоково-мозаичном размещении оруденения (И. Н. Томсон и др.). Причем количество поясов, так же как и рудоносных блоков, варьирует в широких пределах. По построениям одних исследователей олово, вольфрам и т. д. приурочены к областям наиболее интенсивного прогибания, а свинец, цинк, золото и др. — к поднятым участкам (В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевский и др.). Другие, наоборот, считают, что поднятиям соответствует редкометалльная минерализация, а прогибам полиметаллическая (Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков и др.). В вопросе о роли различных тектонических эпох в формировании оруденения также нет единого мнения.

Большинство исследователей, определяющее значение на специфику месторождений и закономерности их размещения, отводят мезозойскому времени (С. С. Смирнов, Е. А. Радкевич, Ф. И. Вольфсон, А. Д. Щеглов, Д. И. Горжевский, В. Н. Кормилицин, И. Н. Томсон, Р. М. Константинов, Н. А. Фогельман и др.). Однако существует мнение, что особенности месторождений предопределяются палеозойской тектонической историей (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1971).

Все исследователи Восточного Забайкалья сходятся на важности учета при металлогеническом анализе таких факторов, как время, глубина, температура рудообразования, эрозионный срез, литологический состав вмещающих оруденение пород.

Проанализируем имеющиеся на сегодняшний день фактические материалы по рудоносности территории Восточного Забайкалья на основе выдвигаемого принципа учета совокупности вертикальных тектонических движений, использовав для этого предлагаемую нами тектоническую основу (см. рис. 1). Вначале рассмотрим материалы по особенностям размещения отдельных металлов (свинца, цинка, золота, олова, вольфрама, молибдена, мышьяка, сурьмы, ртути), а также данные по флюориту; затем проследим закономерности изменения в пространстве минерального состава и типов месторождений перечисленных

полезных ископаемых, а в заключение — особенности распределения изверженных пород.

Основным фактическим материалом по рудоносности рассматриваемой территории (точки местоположения месторождений, рудопроявлений, металлометрического опробования рыхлых отложений на различные металлы) нам послужили данные Читинского геологического управления (по 1969 г.).

По месторождениям и рудопроявлениям для каждого металла количество учтенных объектов составляло несколько десятков — первые сотни. Для различных значений металлометрического опробования рыхлых отложений количество точек измерялось многими сотнями.

Все приведенные нами в работе геологические выводы о закономерностях пространственного размещения минерализации были проверены методами статистического анализа. Статистическая обработка материалов была произведена Г. Б. Мотуза-Мотузевичусом. Считалось, что если вывод о влиянии на рудоносность той или иной выделяемой структуры справедлив, то точки скоплений определенных полезных ископаемых должны размещаться только в данной структуре, а не в какой другой. Иными словами, они должны быть распределены по площади неравномерно. Если, наоборот, выделяемые тектонические подразделения не влияют на распределение точек в пространстве, то точки должны быть размещены по всем этим подразделениям равномерно, и вероятность нахождения их в данной структуре будет зависеть только от ее площади. Например, если площадь структуры занимает 30% общей площади, то на ней должно находиться приблизительно 30% общего числа точек. Наблюдаемое в действительности количество точек в данной структуре является случайной величиной и будет колебаться вокруг теоретического числа. Вероятность таких отклонений будет обратно пропорциональна их величине. Отклонения значительного порядка, которые могут произойти лишь с очень небольшой вероятностью ( $q$ ), следует считать не случайными, а проявлением какой-то закономерности.

Различие наблюдаемого и теоретического распределений математически оценивалось при помощи известного критерия согласия  $\chi^2$  (Миллер, Кан, 1965; Рао, 1968). Критерий имеет вид

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i},$$

где  $k$  — число выделенных типов структур с номерами  $1, \dots, i, \dots, k$ ;  
 $p_i$  — доля площади  $i$ -той структуры от общей площади исследуемой территории;

$$\sum_{i=1}^k p_i = 1;$$

$n$  — общее число точек;

$np_i$  — часть точек от их общего числа, соответствующая  $p_i$ , или число точек, которое теоретически при равномерном распределении должно находиться в пределах  $i$ -той структуры;

$n_i$  — число точек, наблюдаемое в  $i$ -той структуре.

Действие критерия  $\chi^2$  основано на том, что при соответствии реального распределения и теоретического, т. е. в данном случае при случайном распре-

делении точек по тектоническим подразделениям, величина критерия  $\chi^2$  будет распределена по закону  $\chi^2$  и не превысит теоретического значения  $\chi_{l,q}^2$ , максимально допустимого при  $l$  степенях свободы и выбранном уровне значимости  $q$ ,  $\chi^2 < \chi_{l,q}^2$ . Уровень значимости  $q$  — это вероятность события, заключающегося в том, что величина, распределенная по закону  $\chi^2$ , случайно превысит соответствующее  $q$  теоретическое число. Это число находилось из таблиц интегральных вероятностей  $\chi^2$  (Большев и др., 1965). Значение  $q$  выбирается как можно меньшим, таким, чтобы это событие практически можно было считать невозможным. Например, если мы выберем уровень значимости  $q = 0,01$ , то это значит, что критерий  $\chi^2$  при равномерном распределении точек по структурам может случайно превысить соответствующее  $q$  значение  $\chi_{l,q}^2$  в среднем один раз из ста. Поэтому, если такое событие произойдет, т. е.  $\chi^2 > \chi_{l,q}^2$ , естественно предполагать, что оно не случайно, а обусловлено неравномерным распределением точек по выделяемым структурам, т. е. будет доказано влияние этой структуры.

Обычно при подобных расчетах в геологии принимается 5%-ный уровень значимости ( $q = 0,05$ ). В наших расчетах для большего обоснования выводов использовался также уровень значимости  $q = 0,01$  (табл. 1).

Мы специально кратко остановились на характеристике этого метода, так как в регионально-геологических исследованиях он еще мало используется (Константинов, 1969, и др.).

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОТДЕЛЬНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В таблицах 2—3 приведен цифровой материал, характеризующий распределение точек месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий для каждого из металлов: свинца, цинка, олова, вольфрама, золота, молибдена, сурьмы, мышьяка, висмута, ртути, а также флюорита в основных выделяемых нами тектонических подразделениях Восточного Забайкалья. В одной таблице (табл. 2) охарактеризована площадь каждой из структур, количество точек минерализации в них и значения статистического критерия согласия  $\chi^2$ . В этих таблицах оценивалась приуроченность минерализации к той или иной структуре в целом. В другой (табл. 3) — эти же сведения приведены для 10-километровых полос, проведенных по границам каждой из этих структур, что дало возможность охарактеризовать степень приуроченности минерализации к их краевым частям.

Исходный фактический материал по пространственному размещению площадей распространения минерализации для каждого из металлов в отдельности приведен на рис. 2—10.

Таблица 1

Максимально допустимые значения  
величины, распределенной по закону  $\chi^2$   
(Ван дер Варден, 1962)

Число степеней свободы $l^*$	Уровень значимости $q$	
	0,05	0,01
1	3,84	6,635
2	5,99	9,210

\*  $l = K - 1$ , где  $K$  — число тектонических подразделений (структур).

Распределение месторождений, рудопроявлений  
и точек металлометрического опробования различных рудных компонентов  
по различным структурам и значения критерия согласия  $\chi^2$

Элементы	Категория точек	Общее количество точек	Количество точек в доюрских структурах			Значения критерия согласия	Количество точек в юрских структурах		Значения критерии согласия
			Устойчивые поднятия	Переменного знака	Устойчивые прогибы		Поднятия	Прогибы	
			23	36	41		71	29	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Свинец	Месторождения	158	38	51	69	1,0	62	96 (+)	76,6
	Рудопроявления	73	13	39 (+)**	21	10,0	26	47 (+)	45,2
	Точки металлометрии с содержанием 0,1%	222	52	97 (+)	73	7,2	117	105 (+)	36,8
	То же, 0,01%	853	246 (+)	367 (+)	240	59,0	547	306 (+)	19,8
	То же, 0,001%	713	129	303 (+)	281	15,8	593 (+)	120	51,4
Цинк	Точки металлометрии с содержанием 0,01%	60	7	22	31	5,5	16	44 (+)	60,0
	То же, 0,001%	784	91	254 (+)	439 (+)	89,3	428	356 (+)	103,0
Золото	Месторождения	12	0	5	7	3,9	8	4	0
	Рудопроявления	331	45	124	162 (+)	18	160	171 (+)	82,5
Олово	Месторождения	100	5	14	81 (+)	66,5	90 (+)	10	17,5
	Рудопроявления	112	2	19	91 (+)	77,6	90 (+)	22	4,8
	Точки минерализации с содержанием 0,1%	28	1	4	23 (+)	19,8	23	5	1,67
	То же, 0,01%	203	21	70	112 (+)	24,2	147	56	0,2
	То же, 0,001%	649	108	199	342 (+)	38,1	550 (+)	99	59,6
Вольфрам	Месторождения	63	0	12	51 (+)	43,3	51	12	3,1
	Рудопроявления	50	3	10	37 (+)	23,2	44 (+)	6	7,0
	Точки металлометрии с содержанием 0,01%	153	34	30	89 (+)	22,5	120 (+)	33	4,1
	То же, 0,001%	296	42	75	179 (+)	46,8	244 (+)	52	23,4

Элементы	Категория точек	Общее количество точек	Количество точек в доюрских структурах			Значения критерия согласия	Количество точек в юрских структурах		Значения критерия согласия
			Устойчивые подпятия	Переменного знака	Устойчивые прогибы		Подпятия	Прогибы	
			23	36	41		71	29	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Фтор	Месторождения	23	15 (+)	2	6	23,8	22 (+)	1	6,9
	Рудопроявления	136	63 (+)	35	38	41,3	109 (+)	26	6,4
	Точки металлометрии с содержанием 0,1%	275	144 (+)	71	60	208	251 (+)	24	60,4
	То же, 0,01%	181	86 (+)	36	59	62	181 (+)	0	74,4
Молибден	Месторождения	13	2	5	6	0,6	11	2	0,5
	Рудопроявления	44	7	18	19	1,2	28	16	1,0
	Точки металлометрии с содержанием 0,01%	75	23	28	24	3,4	53	22	0
	То же, 0,001%	556	104	253 (+)	199	20,9	370	186	5,38
Мышьяк	Месторождения	57	21 (+)	21	15	8	27	30 (+)	15,5
	Рудопроявления	20	6	4	10	2	7	13 (+)	11,7
	Точки металлометрии с содержанием 0,1%	35	1	25 (+)	9	20,3	12	23 (+)	22,7
	То же, 0,01%	329	23	156 (+)	150 (+)	53,3	185	144 (+)	35,0
То же, 0,001%	302	11	163 (+)	128	76,4	212	90	0,1	
Сурьма	Месторождения	16	0	6	10 (+)	5,6	5	11 (+)	12,5
	Рудопроявления	26	0	7	19 (+)	13,3	15	11	2,3
Ртуть	Рудопроявления и месторождения	19	0	4	15 (+)	12,1	4	15 (+)	23,1

\* Площадь структуры дана в % от общей площади Восточного Забайкалья.

\*\* Знаком (+) здесь и в табл. 3 отмечены структуры, преимущественное тяготение точек к которым подтверждено значимым  $\chi^2$  (см. табл. 1).

Распределение месторождений и рудопроявлений различных рудных компонентов в 10-километровой полосе структур и значения критерия согласия  $\chi^2$

Элемент	Категория точек	Общее количество точек в доюрских структурах		Значения критерия согласия	Количество точек в юрских поднятиях		Значения критерия согласия	Количество точек в юрских прогибах		Значения критерия согласия	Общее количество точек в юрских структурах		Значения критерия согласия
		42*	Количество точек в 10-километровой полосе по обе стороны от границы доюрских структур		33*	Количество точек в 10-километровой полосе по границе юрских поднятий		66*	Количество точек в 10-километровой полосе по границе юрских прогибов		42*	Количество точек в 10-километровой полосе по обе стороны от границы юрских структур	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Свинец	Месторождения Рудопроявления	175 91	115 (+) 61 (+)	40,4 24	52 32	34 (+) 17 (+)	25,2 5	123 59	83 43	0 1,2	175 91	119 (+) 60 (+)	48,5 22
Золото	Месторождения Рудопроявления	12 329	7 240 (+)	1,4 130,0	8 160	7 (+) 111 (+)	11,0 95	4 171	3 155 (+)	2,0 46	12 329	10 (+) 264 (+)	8,5 198
Олово	Месторождения Рудопроявления	100 100	54 (+) 49	5,9 2,0	90 78	25 24	0,1 0,3	10 23	9 20 (+)	1,8 4,5	100 100	35 43	2,0 0,04
Вольфрам	Месторождения Рудопроявления	50 43	26 (+) 19	4,2 1,0	50 43	9 (-) 7 (-)	5,1 6,6						

Элемент	Категория точек	Общее количество точек в доюрских структурах	Количество точек в 10-километровой полосе по обе стороны от границы доюрских структур	Значение критерия согласия	Количество точек в юрских поднятиях	Количество точек в 10-километровой полосе по границе юрских поднятий	Значение критерия согласия	Количество точек в юрских прогибах	Количество точек в 10-километровой полосе по границе юрских прогибов	Значение критерия согласия	Общее количество точек в юрских структурах	Общее количество точек в 10-километровой полосе по обе стороны от границы юрских структур	Значение критерия согласия
			42*		33*	66*			42*				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Фтор	Месторождения	23	5 (-)	4,0	22	4	2,2	1	1	0	23	5 (-)	4,0
	Рудопроявления	136	39 (-)	9,9	109	18 (-)	13,4	27	20	0,9	136	46 (-)	3,8
	Точки металлотрииметрии с содержанием 0,1%	284	81 (-)	20,8	261	76	1,8	23	15 (+)	12,3	284	99 (-)	5,8
	То же, 0,01%	184	39 (-)	32,2	183	18 (-)	43,7	1	1	0	184	19 (-)	75,0
Молибден	Месторождения	13	10 (+)	6,4	11	7 (+)	4,8	2	2	1,1	13	9 (+)	3,8
	Рудопроявления	44	24	2,8	28	18 (+)	12,5	16	14	3,2	44	32 (+)	17,0
Мышьяк	Месторождения	57	32 (+)	4,6	27	17 (+)	11,0	30	16	2,4	57	33 (+)	5,9
	Рудопроявления	20	8	0	7	2	0	13	8	1,1	20	10	0,5
Сурьма	Месторождения	16	10	2,0	5	3	0,2	11	7	0	16	10	2,0
	Рудопроявления	26	11	0,2	15	5	1,0	11	9	1,6	26	12	0,1
Ртуть	Месторождения и рудопроявления	19	7	1,0	4	0	0	15	11	0,3	19	11	1,0

\* Площадь 10-километровой полосы от площади структуры в %.

Примечание. Знаком (-) отмечена структура, в которой концентрация проявлений полезного ископаемого происходит от края к центру.

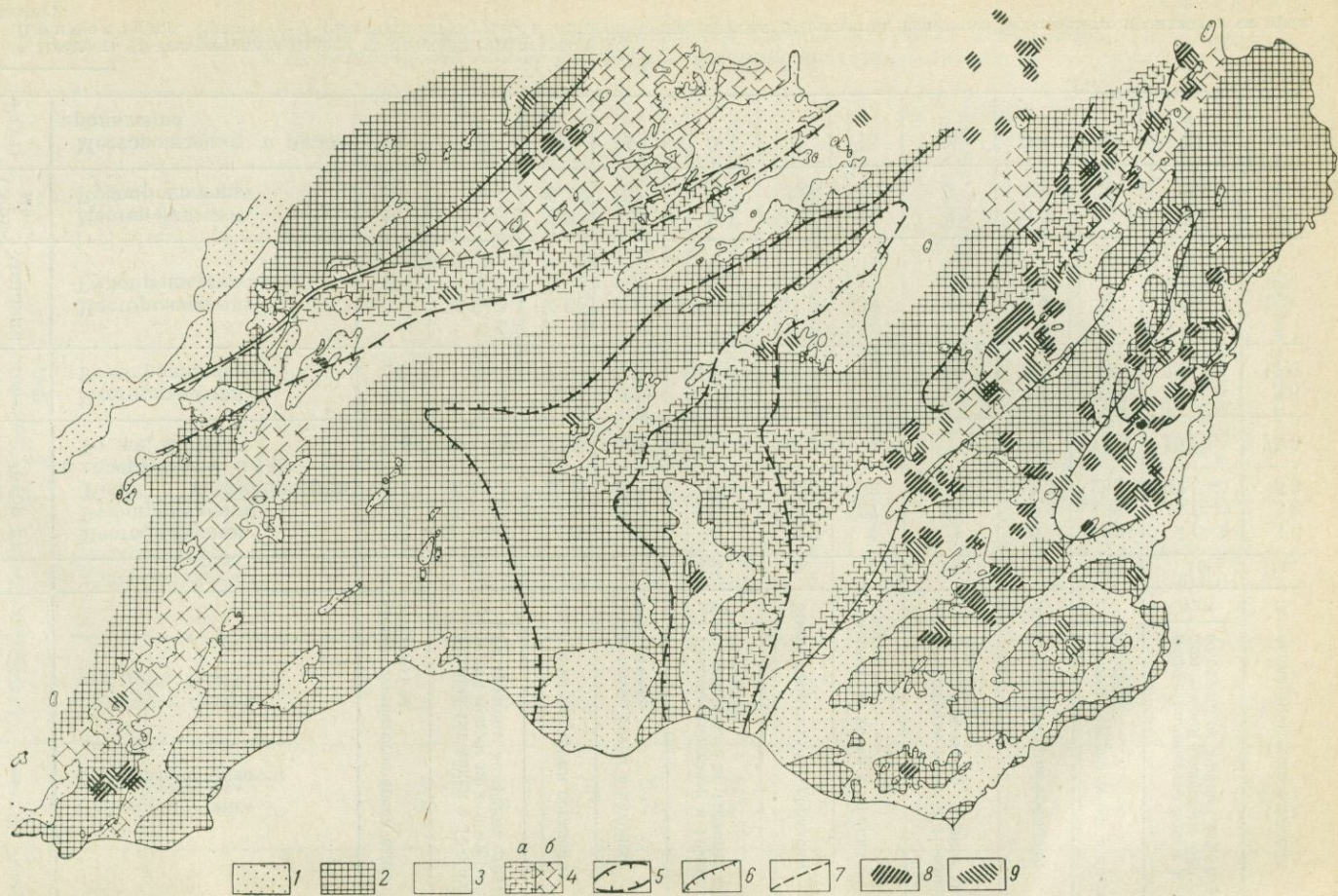


Рис. 2. Схема распространения свинцово-цинковой минерализации

Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

Обсчеты точек выполнялись параллельно несколькими лицами, по нескольким картам разных лет и масштабов, поэтому в подсчетах, которые легли в основу статистической обработки, имеются некоторые расхождения. Для месторождений и рудопроявлений расхождения в количестве точек того или иного металла не превышают 10%, а для точек металлометрии — 25%. Существенного влияния на конечные статистические выводы указанные расхождения не оказали.

Степень охарактеризованности отдельных металлов фактическим материалом далеко не равноценна. Соответственно и мера обоснованности выявленных закономерностей в распределении различных полезных ископаемых неодинакова.

Наиболее полно охарактеризованы свинец, цинк, олово, вольфрам, флюорит (многие десятки — первые сотни месторождений и рудопроявлений, многие сотни металлометрических аномалий). Ограниченное количество данных имеется по молибдену, золоту и мышьяку (единицы и десятки месторождений, десятки и первые сотни рудопроявлений, десятки — первые сотни металлометрических аномалий). Мало материала по сурьме и ртути (единичные рудопроявления, десятки и первые сотни металлометрических аномалий).

При анализе закономерностей распределения в тех или иных структурах полезных ископаемых отдельно рассматривались данные по месторождениям и рудопроявлениям. Раздельно учитывались и металлометрические аномалии с концентрациями (%): 1)  $n$ ; 2)  $0, n$ ; 3)  $0, 0n$ ; 4)  $0, 00n$  ( $0, 00n$  —  $0, 000n$ ).

В связи с резко различной охарактеризованностью металлоносности отдельных структур одни из них были рассмотрены самостоятельно (большая часть), другие объединены (области устойчивого воздымания в докембрийское и рифей-нижнепалеозойское время) или совсем исключены из рассмотрения. Последнее относится только к участкам современных выходов верхнеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых пород, фиксирующих районы верхнемезозойских наложенных впадин. Дело в том, что они, как правило, унаследованы современными понижениями рельефа и закрыты сплошным чехлом четвертичных отложений. Число рудных точек, известных в их пределах, не превышает первые единицы.

Сформулируем основные выводы по закономерностям распределения каждого из изученных металлов в соответствующих структурах, вытекающие из геолого-статистического анализа всех материалов. При этом будем отмечать только наиболее выдержанные закономерности, подтверждающиеся одновременно данными по главным категориям точек (месторождениям, рудопроявлениям, повышенным металлометрическим аномалиям).

**Свинец** (табл. 2, 3; рис. 2). Для месторождений свинца какой-либо тенденции к накоплению в определенной палеозойской структуре не наблюдается. Для рудопроявлений свинца и металлометрических аномалий всех категорий намечается некоторая связь в основном с домезозойскими структурами перенного знака вертикальных перемещений, реже устойчивых поднятий.

В мезозойских структурах свинец распределен резко неравномерно: месторождения, рудопроявления и аномалии с концентрациями 0,1 и 0,01% (с очень высоким значением  $\chi^2$ ) тяготеют к мезозойским депрессиям. Интересно, что при переходе от месторождений к рудопроявлениям и к металлометрическим аномалиям значения критерия закономерно снижаются и, наконец, для точек

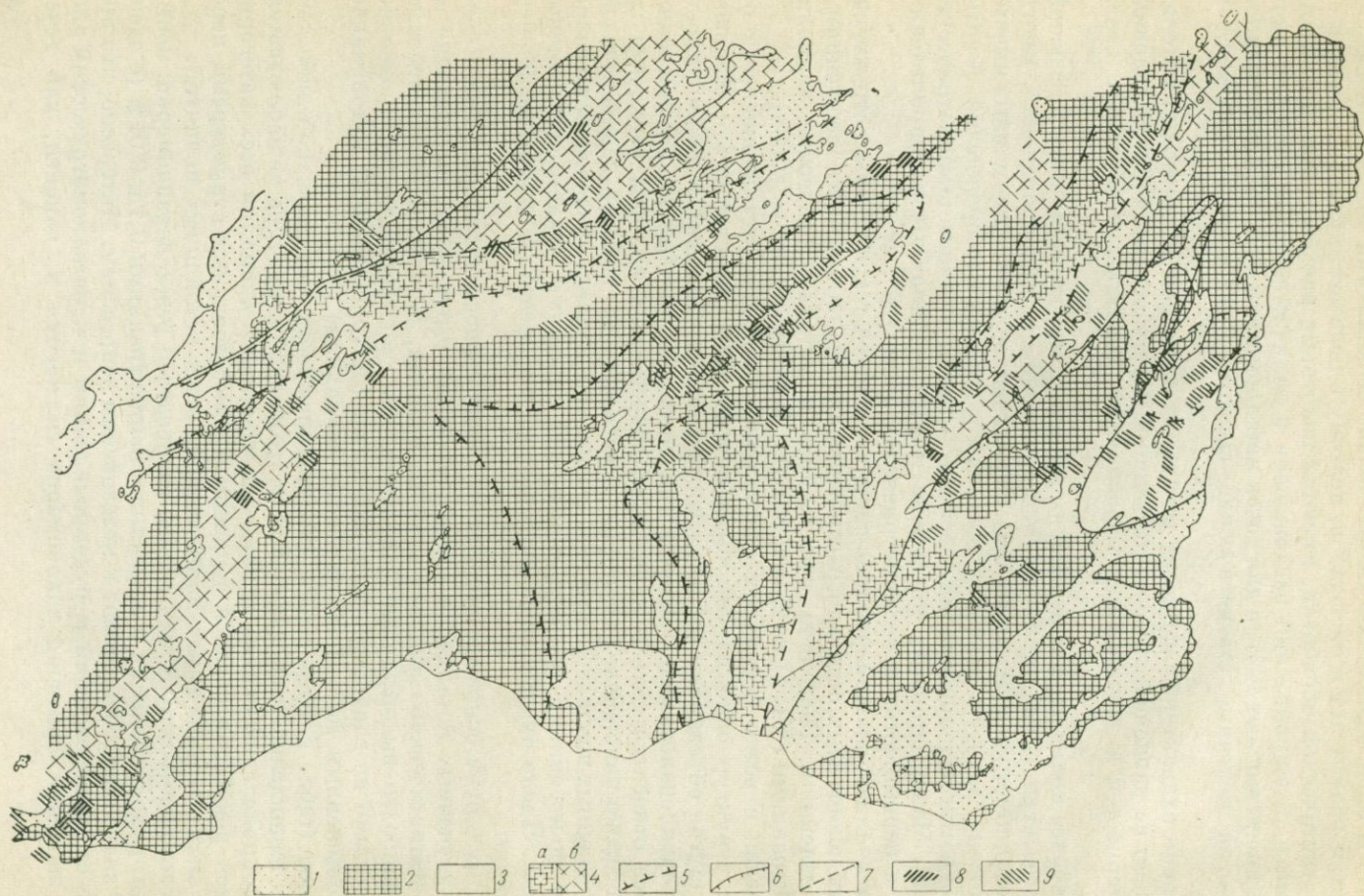


Рис. 3. Схема распространения золоторудной минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

0,001% (т. е. ниже кларка) выявилась приуроченность к мезозойским поднятиям.

Изучение распределения свинца по площади самих структур показало, что месторождения и рудопроявления четко тяготеют как к краевым частям всех домезозойских структур, так и к краевой части мезозойских поднятий. В мезозойских депрессиях месторождения и рудопроявления свинца распределены равномерно.

**Цинк** (см. табл. 2—3; рис. 2). Особенности распределения месторождений и рудопроявлений цинка были охарактеризованы выше. Металлометрические аномалии цинка (0,01%) в отличие от свинца по отношению к доюрским структурам распределены равномерно, а аномалии (0,001%) тяготеют к доюрским прогибам. По отношению к мезозойским структурам, как и для свинца, наблюдается четкая связь с депрессиями. Причем это характерно и для точек металлометрии — 0,001%.

**Золото** (см. табл. 2—3; рис. 3). Если опираться на закономерности распределения главным образом рудопроявлений золота, количество которых весьма значительно, то можно сделать вывод, что проявления золота четко тяготеют к району устойчивого прогибания в доюрское время, а для мезозойских структур — явно приурочены к мезозойским депрессиям. Для распределения проявлений золота весьма характерна четкая приуроченность к краевым частям структур. Намечается связь концентраций золота с участками, прилегающими к инверсионным структурам мезозоя.

**Олово** (см. табл. 2—3; рис. 4). Главной особенностью в распределении этого элемента является весьма четкая приуроченность месторождений и рудопроявлений к мезозойским поднятиям, образовавшимся в районах устойчивого прогибания доюрского времени (около 90% всех месторождений и рудопроявлений). Данные металлометрии указывают также на преимущественную приуроченность его к районам устойчивого доюрского прогибания, за исключением проб с содержанием 0,4—0,01%, которые какой-либо связи с мезозойскими поднятиями не обнаруживают (см. табл. 2). Намечается тенденция к некоторому накоплению олова в участках мезозойских инверсионных поднятий.

По площади отдельных структур проявления олова распределены более или менее равномерно. Тем не менее следует отметить, что месторождения этого металла показывают некоторую тенденцию к накоплению в краевых частях домезозойских структур, а рудопроявления — приуроченность к краям мезозойских депрессий (см. табл. 3).

**Вольфрам** (см. табл. 2, 3; рис. 5). Этот металл, как и олово, проявляет четкую тенденцию к накоплению в районах устойчивого прогибания в доюрское время, сменивших в мезозое знак вертикальных перемещений на обратный. Около 90% всех месторождений и рудопроявлений сосредоточено на территории мезозойских поднятий в этих районах (см. табл. 2).

Важно подчеркнуть, что вольфрам в пределах отдельных структур распределен неравномерно. В целом в домезозойских структурах он тяготеет к краевым частям (особенно в районах с переменным знаком вертикальных перемещений). В мезозойских же поднятиях обнаруживает явную тенденцию к накоплению в центральных частях (см. табл. 3). Как и для олова, намечается некоторая приуроченность концентраций вольфрама к мезозойским инверсионным поднятиям.

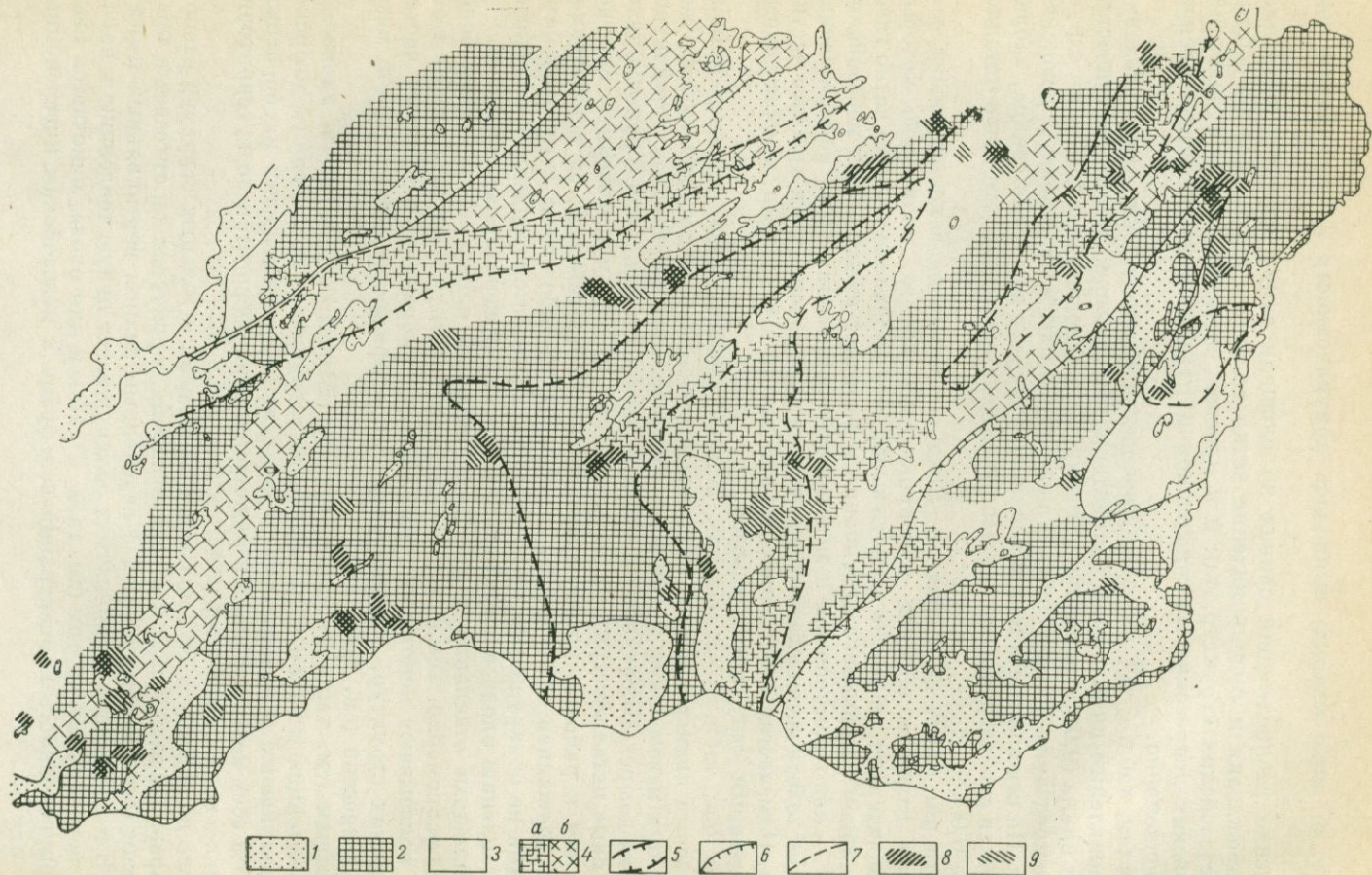


Рис. 4. Схема распространения оловянной минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1, Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

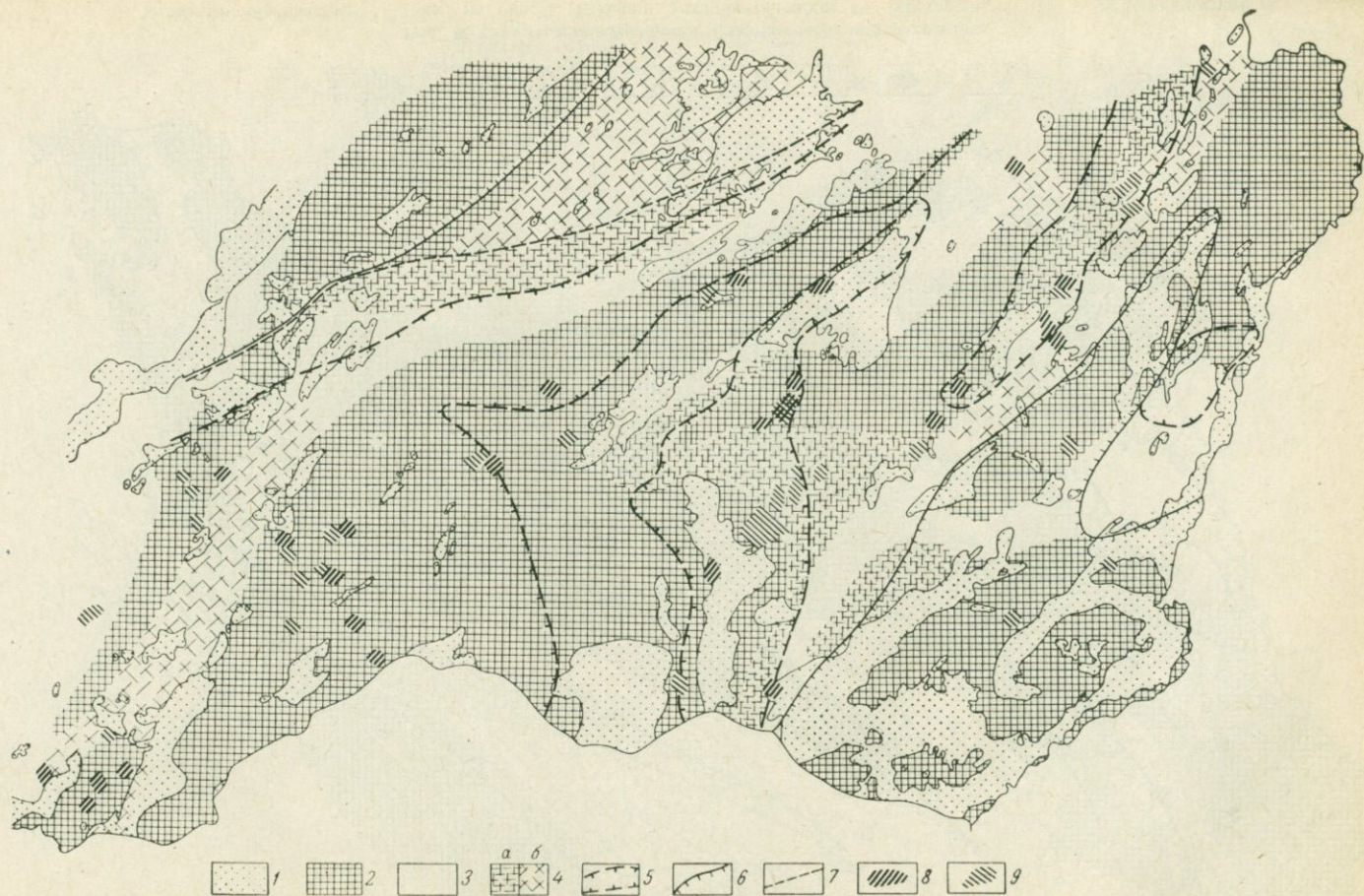


Рис. 5. Схема распространения вольфрамовой минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

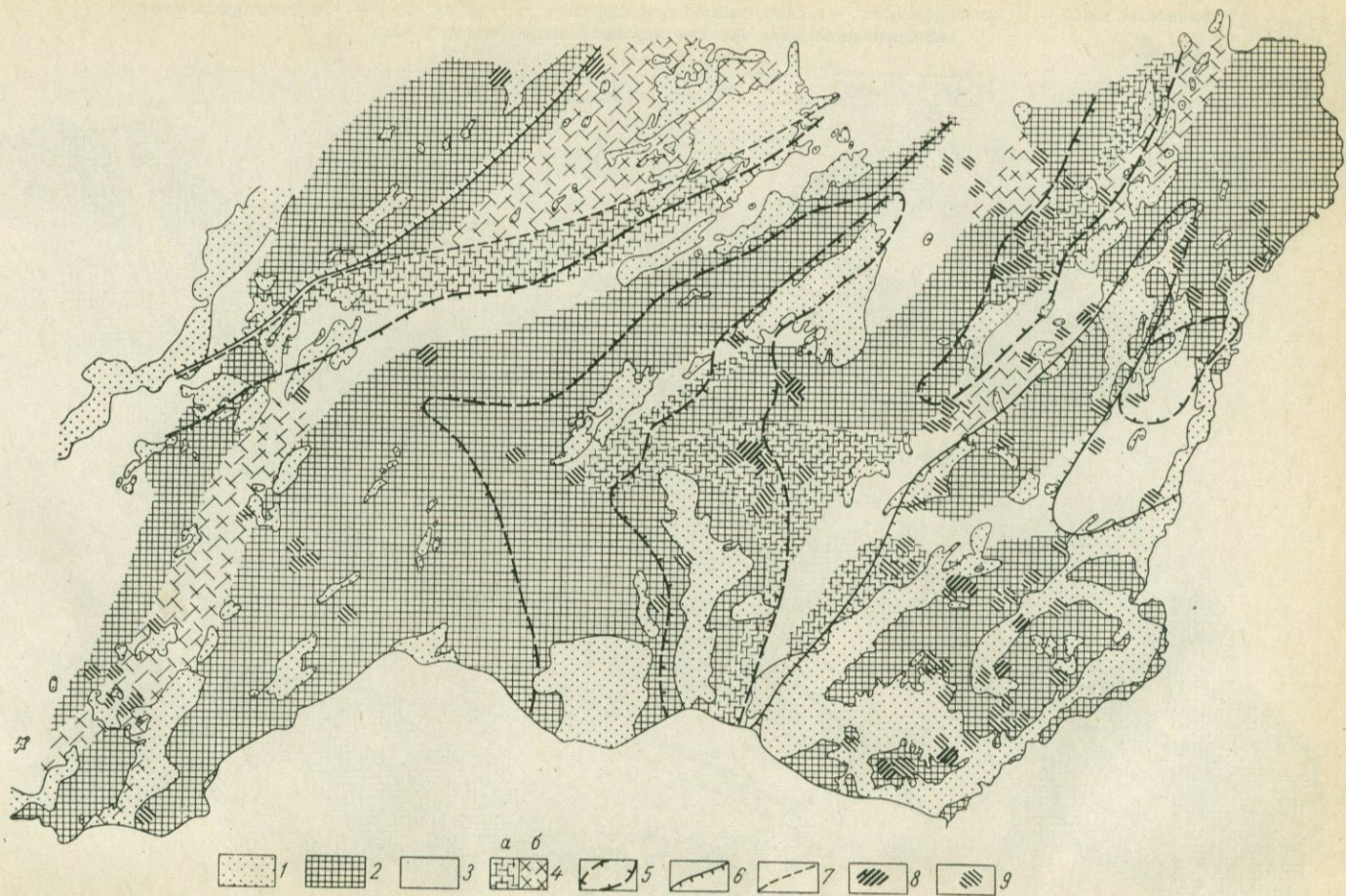


Рис. 6. Схема распространения флюоритовой минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

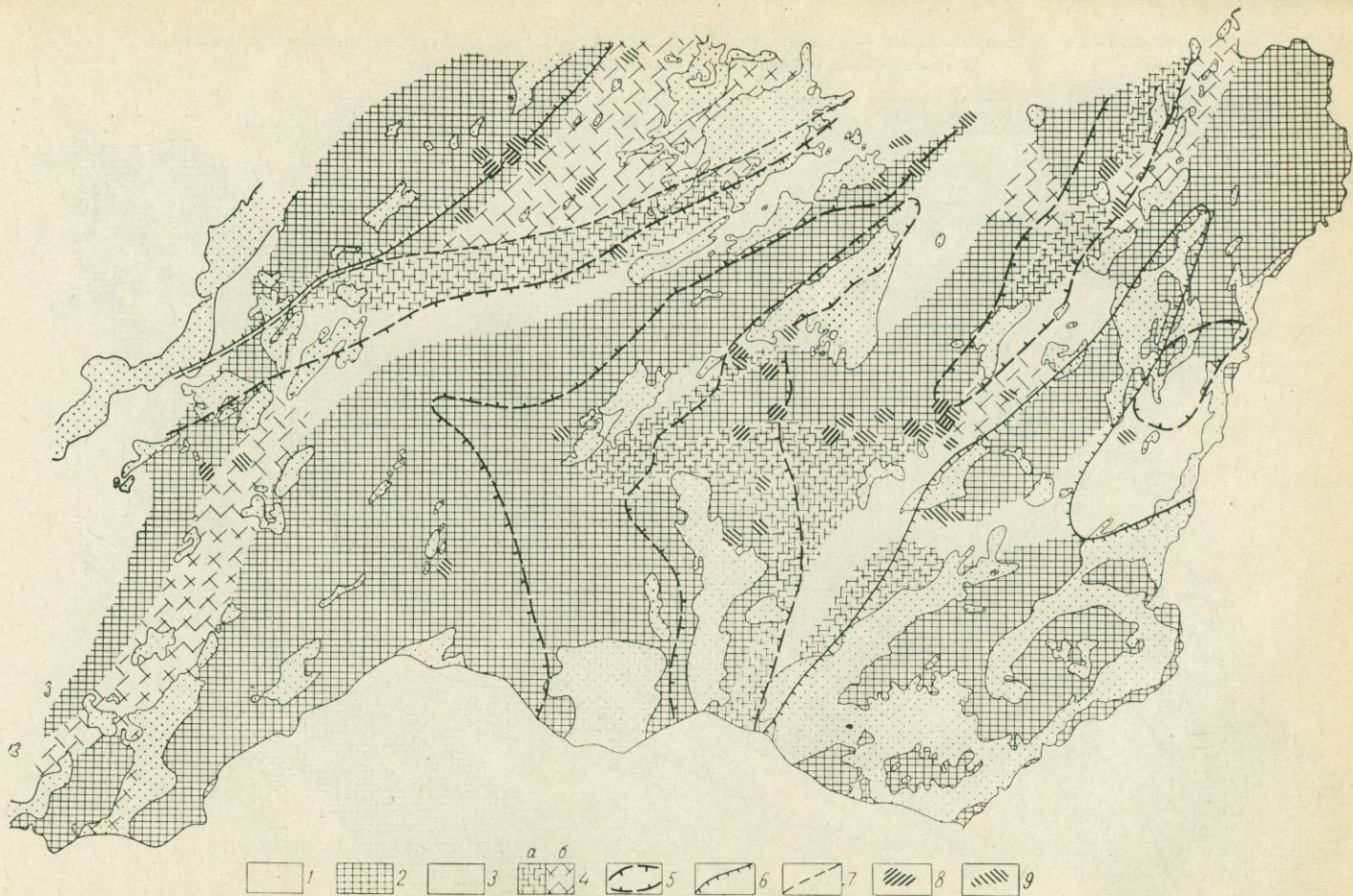


Рис. 7. Схема распространения молибденовой минерализации

Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1, Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

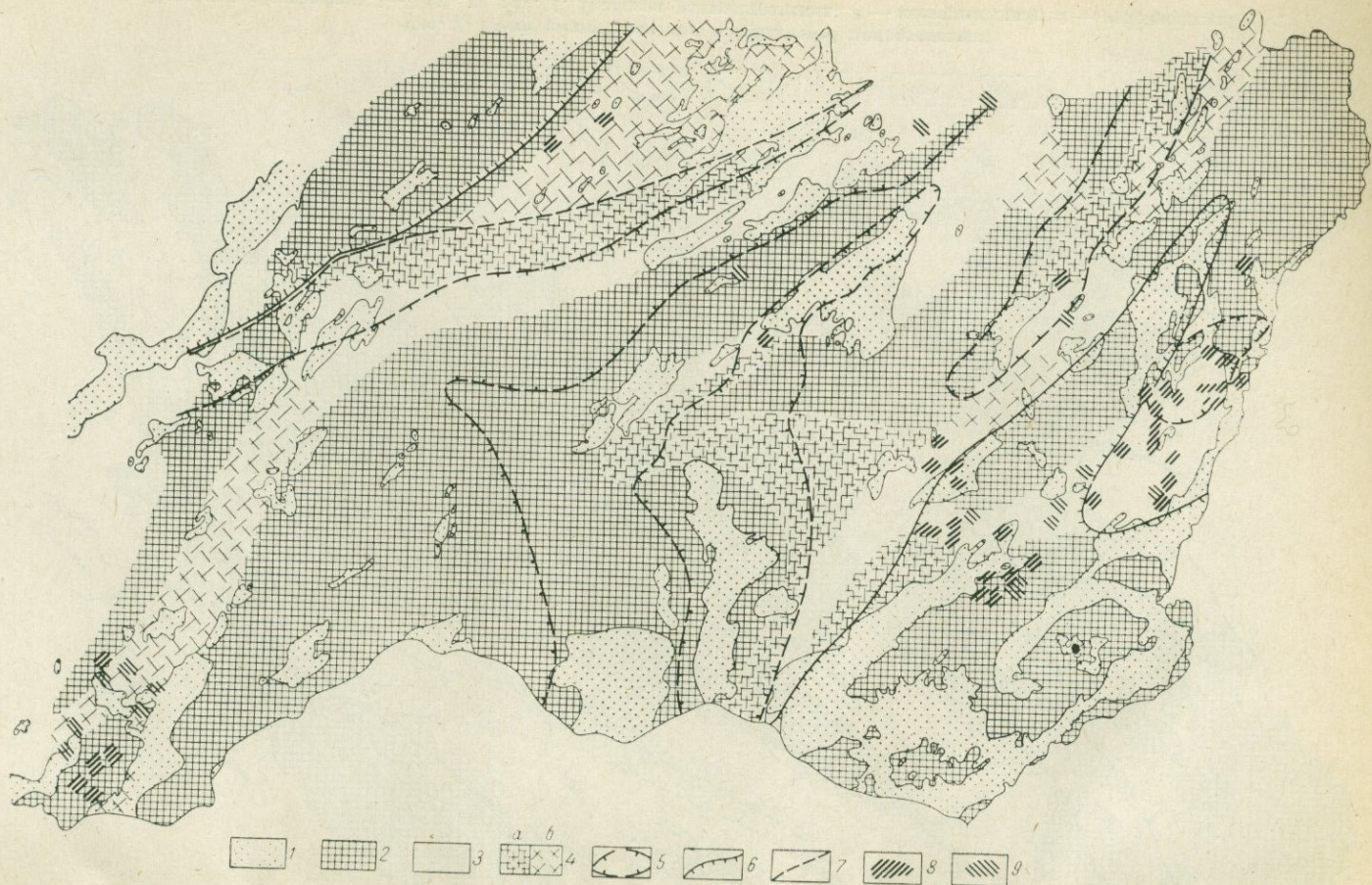


Рис. 8. Схема распространения мышьяковой минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

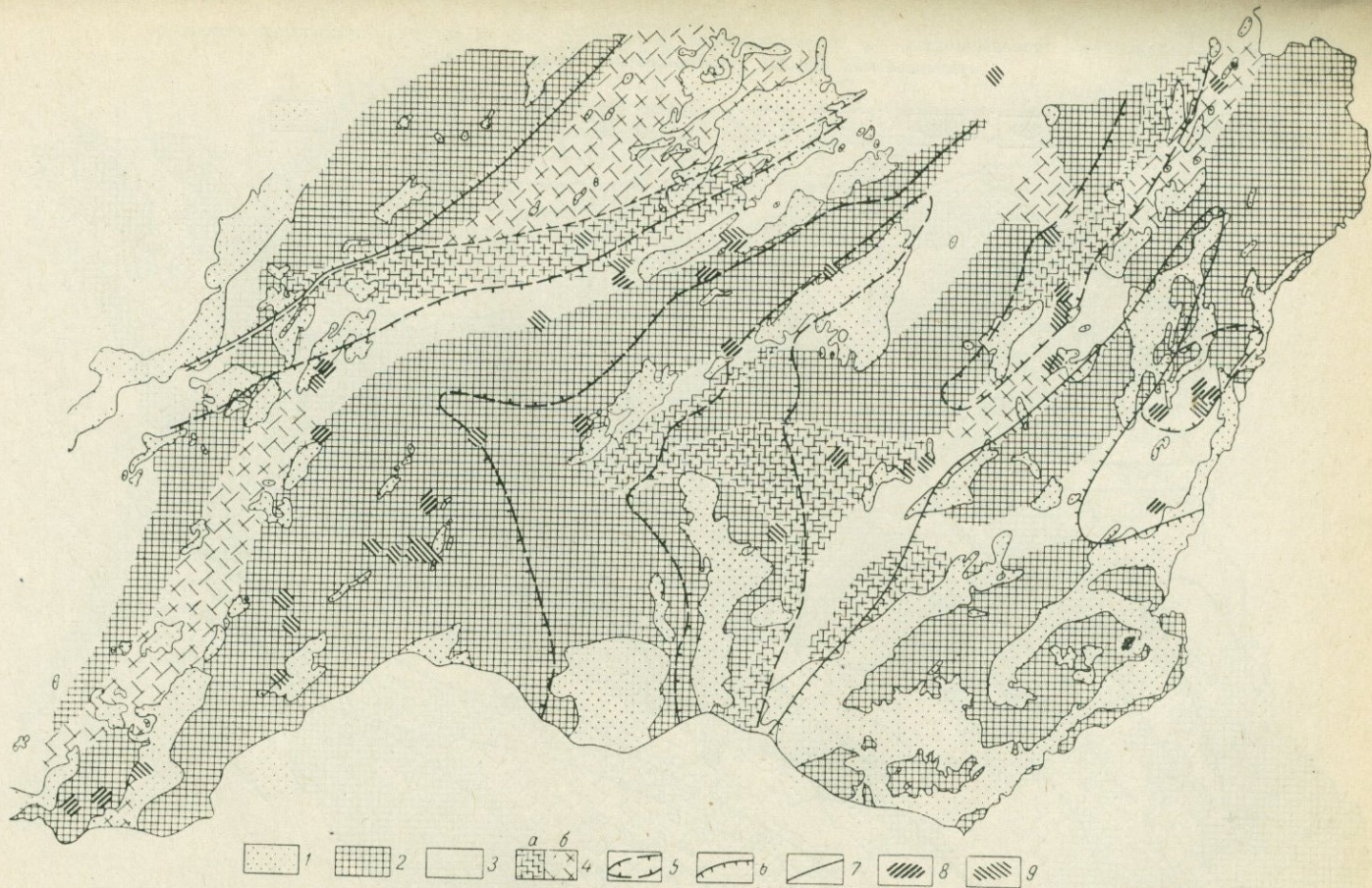


Рис. 9. Схема распространения сурьмяной минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

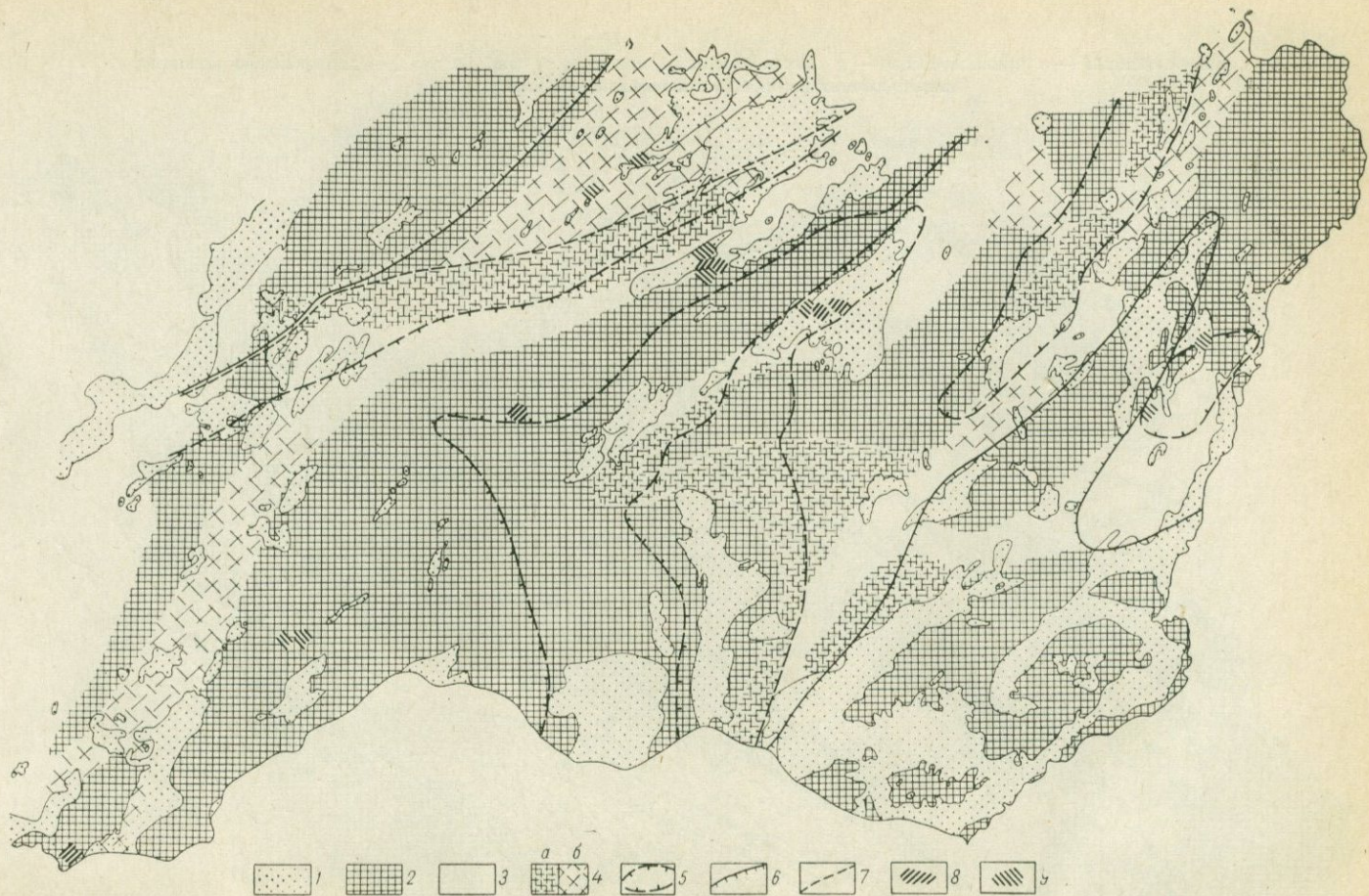


Рис. 10. Схема распространения глинной минерализации  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади распространения: 8 — месторождений; 9 — рудопроявлений

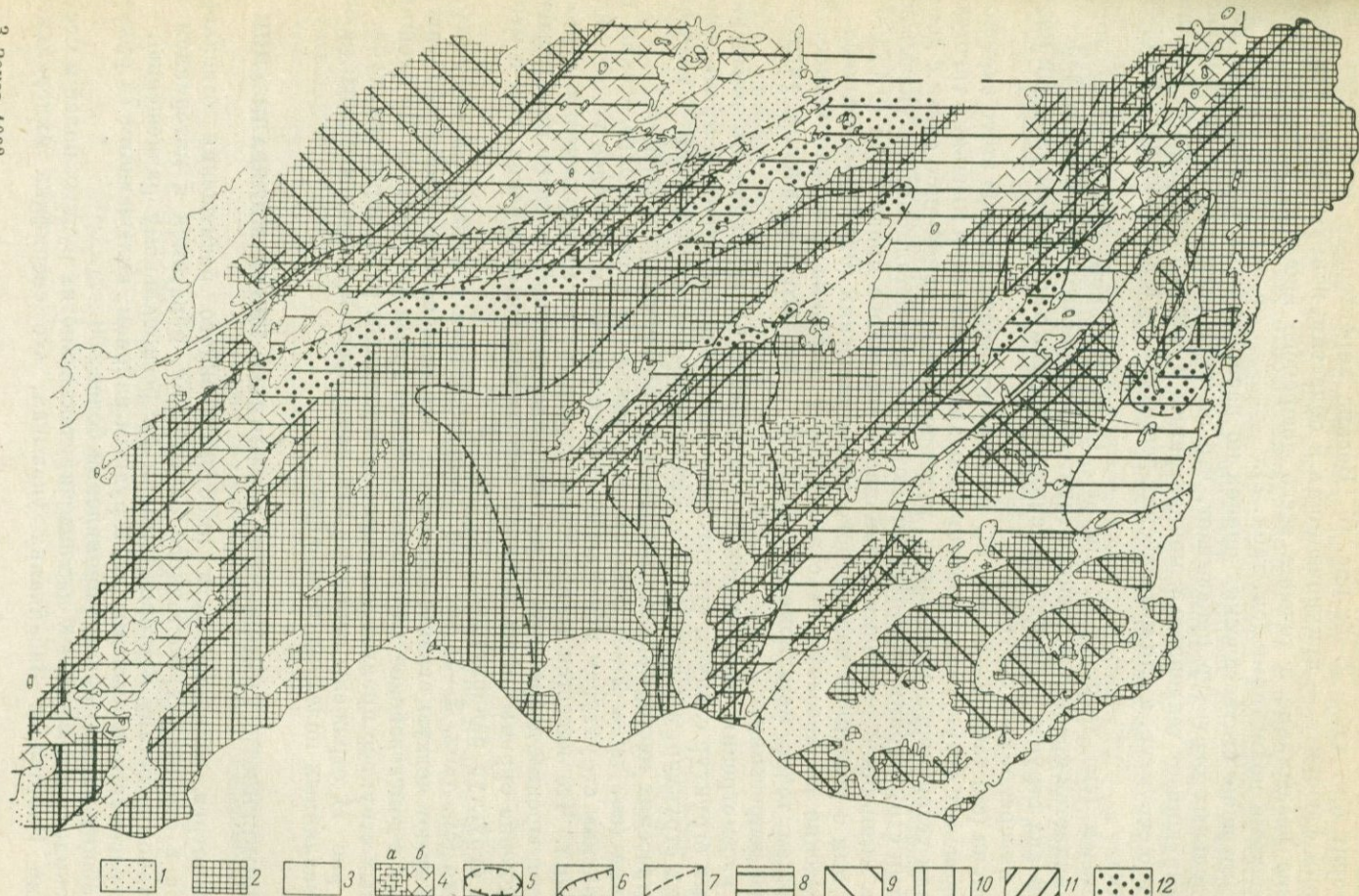


Рис. 11. Схема распространения площадей с возможным оруденением различных металлов в Восточном Забайкалье  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Площади наиболее возможного распространения минерализации: 8 — свинцово-цинковой, золоторудной, мышьяковой и ртутной; 9 — флюоритовой; 10 — оловянно-вольфрамовой; 11 — молибденовой; 12 — сурьмяной

**Флюорит** (см. табл. 2—3; рис. 6). Весьма характерная особенность всех проявлений флюорита — приуроченность к областям, испытывавшим наиболее устойчивое воздымание в течение всего доюрского времени, а также связь с мезозойскими поднятиями (см. табл. 2).

Рассмотрение статистических оценок по распределению флюорита по площади отдельных структур показывает, что он либо распределен равномерно, либо обнаруживает тенденцию к концентрации в центральных частях локализуемых его структур, а для мезозойских депрессий — к накоплению в их краевых частях.

**Молибден** (см. табл. 2—3; рис. 7). Отличительной особенностью этого металла является преимущественное тяготение к краевым частям домезозойских и мезозойских структур. Для накопления молибдена характерны площади мезозойских инверсионных структур ( $\chi^2 = 14,4$ ).

**Мышьяк** (см. табл. 2—3; рис. 8). Данные по распределению этого элемента в домезозойских структурах противоречивы: месторождения мышьяка тяготеют к областям устойчивого воздымания, рудопроявления какой-либо связи с домезозойскими структурами не обнаруживают, а данные металлометрии указывают на связь мышьяка с районами устойчивого доюрского прогибания (0,1; 0,01; 0,001%) или с участками переменного знака движений (0,01%) — см. табл. 2. Распределение по мезозойским структурам у мышьяка довольно четкое. За исключением точек металлометрии (0,001%), все его проявления тяготеют к юрским депрессиям.

Из рассмотрения распределения месторождений мышьяка по площадям отдельных структур следует, что тяготеют они, с одной стороны, к краям домезозойских структур, а с другой, — к краям мезозойских поднятий. В мезозойских депрессиях месторождения мышьяка распределены равномерно.

**Сурьма** (см. табл. 2—3; рис. 9). Этот металл в своем распределении по домезозойским структурам показывает связь с районами наиболее устойчивого прогибания. Что касается мезозойских структур, то месторождения сурьмы тяготеют к юрским депрессиям, а рудопроявления такой связи не показывают. Распределение сурьмы по площади отдельных как домезозойских, так и мезозойских структур равномерное (см. табл. 3).

**Ртуть** (см. табл. 2—3; рис. 10). Месторождения и рудопроявления ртути обнаруживают четкую связь с участками, испытывавшими устойчивые прогибания как в домезозойское, так и в мезозойское время (см. табл. 2). По площади указанных структур проявления ртути распределены равномерно (см. табл. 3).

На рис 11 отражены основные закономерности пространственного размещения различных полезных ископаемых.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Рассмотрев закономерности пространственного размещения отдельных металлов в структурах Восточного Забайкалья, обратимся к материалам по минеральному составу месторождений и их региональному размещению.

Мы располагали данными по 22 рудным районам, включающим 74 рудных поля с общим числом рудных проявлений более 300.

Поскольку имеющийся у нас опыт изучения многих рудных полей и месторождений Восточного Забайкалья указывал, что специфика минерального

состава месторождений различных металлов определяется главным образом мезозойской историей тектонического развития районов (Мейтув, Иванов, Иванова, 1967, 1968, 1970), рассмотрение тектонического положения рудных полей и месторождений относительно мезозойских структур произведено нами без учета домезозойской тектоники. По положению в мезозойских тектонических структурах были выделены разновидности рудных полей и минерализации, размещенные: I — в пределах мезозойских поднятий в значительном удалении от границ мезозойских депрессий (более 20—30 км); II — в пределах мезозойских поднятий в незначительном удалении от границ мезозойских депрессий (до 20—30 км); III — в пределах мезозойских депрессий; IV — в участках мезозойских депрессий, испытывавших наиболее устойчивое погружение в домезозойскую или мезозойскую эпохи. Кроме этих крайних представителей, выявились рудные поля и месторождения, занимающие переходное положение

Таблица 4

Положение основных рудных полей в мезозойских структурах Восточного Забайкалья

Структурное положение	Рудное поле
Подняtie; в значительном удалении от края — более 20—30 км (I)	Спокойнинское, Дурулгуевское, Усуглинское, Абагайтуйское, Кайластуйское, Адун-Челонское, Саханайское, Тургинское, Барун-Килькиндинское
Подняtie; в незначительном удалении от края — до 20—30 км (II)	Кличкинское, Ново-Ивановское, Каменское, Чупинское, Хапчераангинское, Курылтыкенское, Тарбагатайское, Боглюнское, Голготаийское, Кудиканское, Шахтаминское, Аркинское, Солонечное, Булугынское, Огикуйское, Торговское, Джипкошинское
Депрессия (III)	Дарасунское, Кыринское, Акатуевское, Кадаинское, Явленское, Михайловское, Покровское, Воздвиженское, Мальцевско-Килгинское, Трехсвятительское, Тайнинское, Бушлинское, Красноярово-Золинское, Култуминское, Боровское, Шилкинско-Заводское, Богачинское, Мангидайское, Алгачинское, Талманское, Савва-Борзинское, Ара-Илинское, Турьинское, Базаново-Александрово-Заводское
Депрессия; в наиболее прогибавшихся частях (IV)	Балейское
Промежуточное (I—II)	Букуинское, Белухинское, Антоновогорское, Барун-Шивинское, Алдакачанское, Ботовское, Ачиганское, Ононское, Шерлогогорское
(II—III)	Сосновское, Казаковское, Любавинское, Ушмунское, Теремковское, Черно-Зипунихинское
(III—IV)	Смирновское, Чашинское, Благодатское, Ивановское, Спасское, Апрелковско-Погроменское

в мезозойских структурах, промежуточного тектонического типа: I—II; II—III; III—IV.

Положение основных рудных полей в мезозойских структурах приведено в табл. 4. В табл. 5 суммированы имеющиеся данные по связи минерального и химического состава руд с мезозойскими структурами.

Таблица 5

Типоморфный состав руд основных геолого-геохимических групп месторождений в зависимости от их положения в мезозойских структурах

Положение в мезозойских структурах	Группа месторождений	Типоморфный состав руд	
		Минералы	Компоненты
Поднятые; в значительном удалении от края — более 20—30 км	Кварц-редкометалльная	Вольфрамит, касситерит, мусковит, полевые шпаты, кварц, флюорит	W, Sn, F
Поднятые; в значительном удалении от края — до 20—30 км	Редкометалльно-сульфидная	Касситерит, вольфрамит, молибденит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, пирротин, висмутовые минералы, теллуриды золота, висмута, золото самородное, флюорит, кварц, слюды, полевые шпаты, хлорит, турмалин, серицит, карбонаты, цеолиты	Sn, W, Mo, Pb, Zn, F, Bi, As, Au
Депрессия	Сульфидная, сульфидно-сульфосольная	Галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, сульфосоли свинца, серебра, меди, самородные серебро, золото, антимонит, киноварь, карбонаты, кварц, хлорит, серицит, барит	Pb, Zn, As, Sb, Au, Ag, Hg

Таблица 6

Распределение различных по составу дайковых пород по мезозойским структурам Восточного Забайкалья

Структура	Лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты		Гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры		Сиениты, сиенит-порфиры, кератофиры, ортофиры и др.		Диоритовые порфиры, лампрофиры		Диабазы, диабазовые порфиры, габбро-порфиры	
	Количество шт.	%	Количество шт.	%	Количество шт.	%	Количество шт.	%	Количество шт.	%
Мезозойские поднятия	1357	86,2	800	71,4	36	49,3	605	60	424	80
Мезозойские депрессии	218	13,8	320	28,6	37	50,7	406	40	106	20

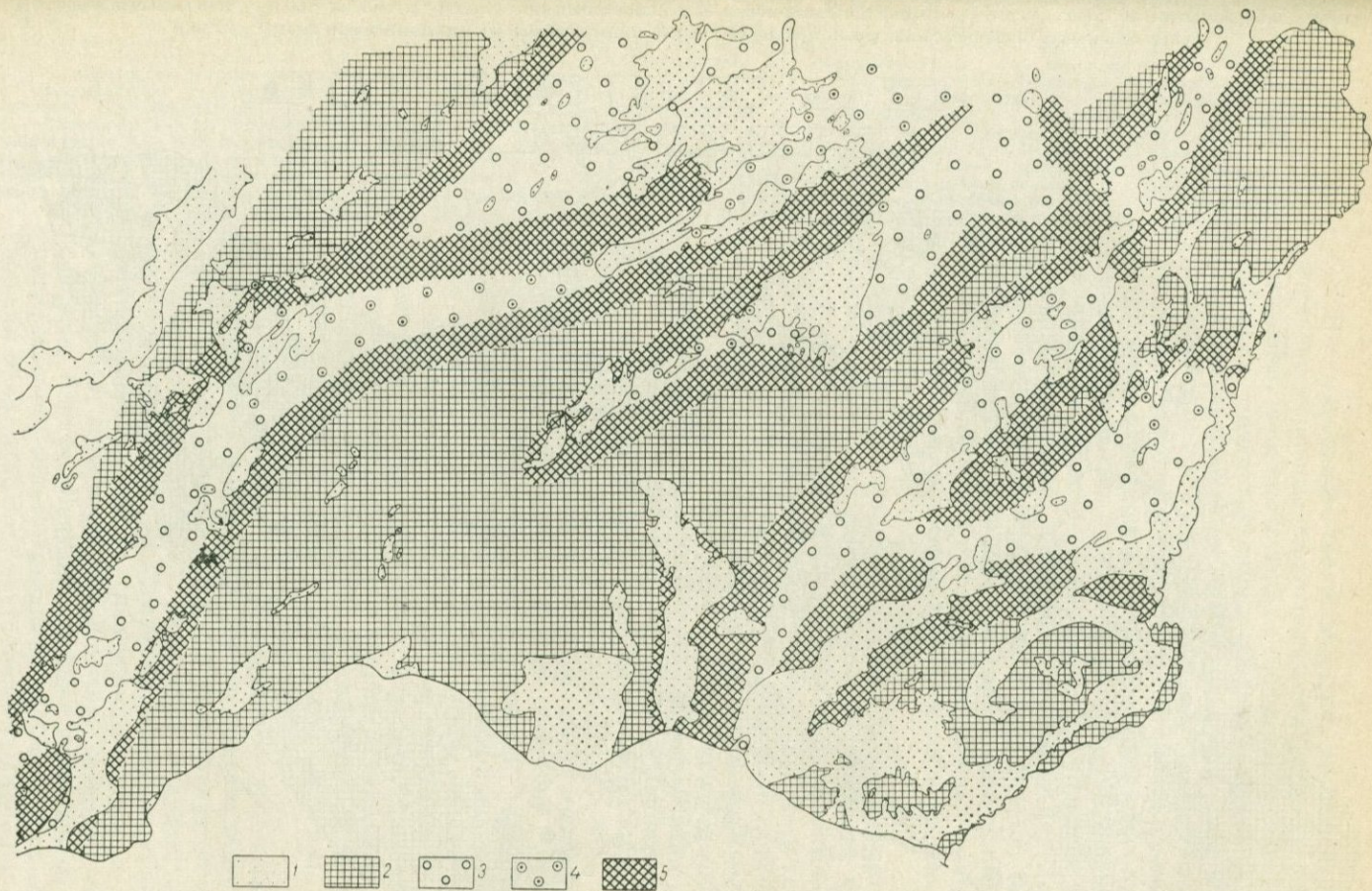


Рис. 13. Схема распространения площадей с возможным орудением того или иного типа

1 — верхнеэвразийские впадины. Тип минерализации: 2 — кварц-редкометалльный, 3 — сульфидно-сульфосольный, 4 — сульфосольный, 5 — редкометалльно-сульфидный

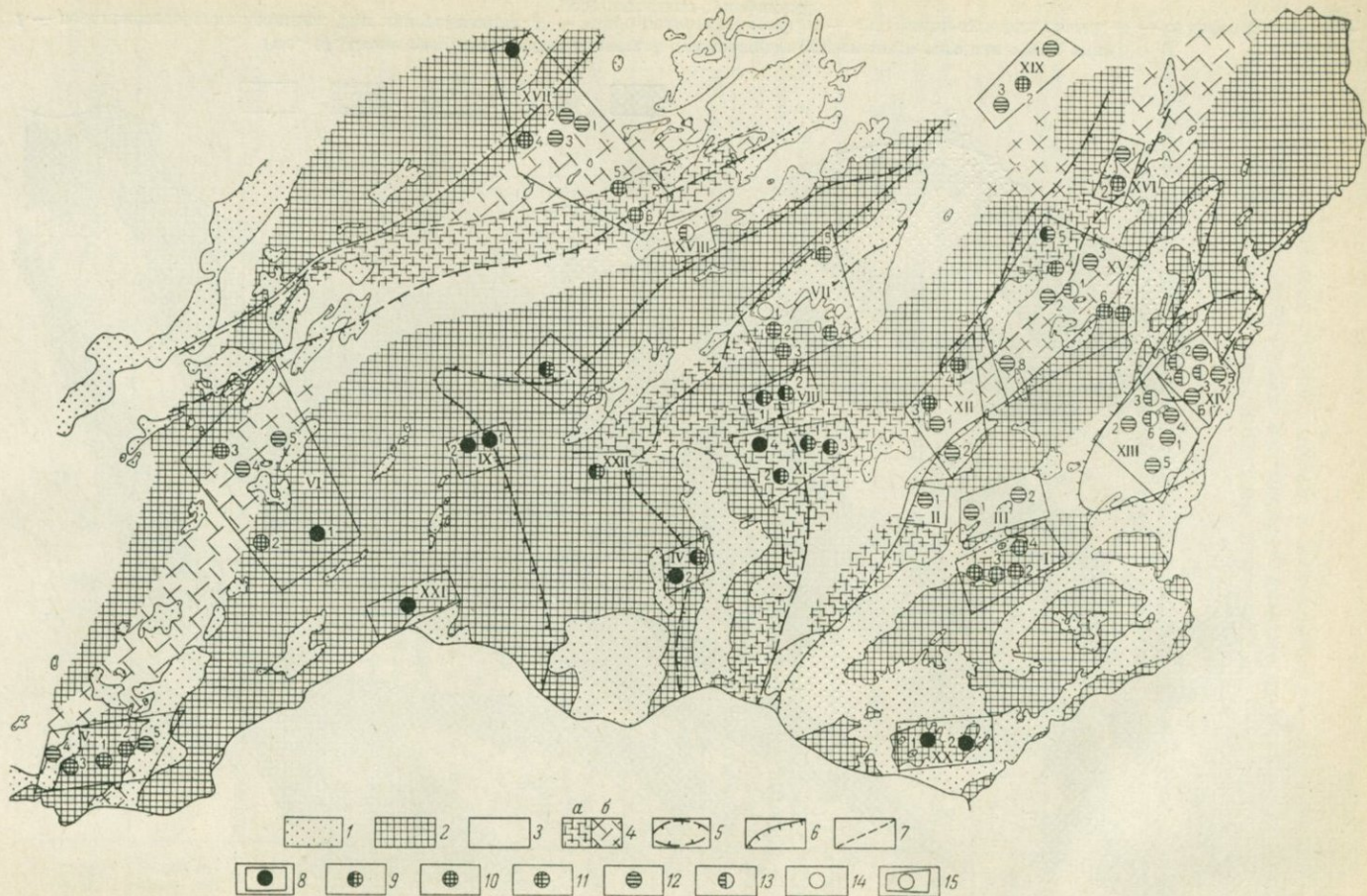


Рис. 12. Схема пространственного распределения рудных районов и полей минерализации различного типа

Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1. Рудная минерализация: 8 — кварц-редкометалльная; 9 — переходная от кварц-редкометалльной к редкометалльно-сульфидной; 10 — редкометалльно-сульфидная; 11 — переходная от редкометалльно-сульфидной к сульфидно-сульфосольной; 12 — сульфидно-сульфосольная; 13 — переходная от сульфидно-сульфосольной к сульфосольной; 14 — сульфосольная; 15 — границы условно выделенных рудных районов и полей. Римские цифры — районы, арабские — рудные поля: I — Кличкинский (1—

Кличинское; 2 — Ново-Ивановское; 3 — Каменское; 4 — Чупинское; 5 — Алтачинский (1 — Алтачинское); III — Савва-Борзинское-Талмацкий (1 — Талманское; 2 — Савва-Борзинское); IV — Шерловгорский — Алун-Челонский (1 — Шерловгорское; 2 — Алун-Челонское); V — Халчерангское (1 — Халчерангское); 2 — Курьянское; 3 — Любавинское; 4 — Кыринское; 5 — Ононское-Лейский (1 — Валейское; 2 — Саханайское; 3 — Тарбагатайское; 4 — Богдунское; 5 — Турунское); VII — Баруун-Букуинское; 2 — Белухинское; 3 — Голготайское; 4 — Хангай-Шидинское; 5 — Турунское; VIII — Букуинско-Белухинский (1 — Баруун-Шивинское); IX — Хангай-Шидинский (1 — Словообинское; 2 — Баруун-Кидьяйца); X — Баруун-Шивинский (1 — Акутуенско-Базаново-Александрово-Заводский (1 — Акутуенское; 2 — Антоновское; 3 — Шивинское); 4 — Тургинское; 5 — Славское; 6 — Шахтаминское); XIII — Каданский (1 — Каданское; 2 — Яленинское; 3 — Смирновское; 4 — Михайловское); 5 — Покровское; 6 — Чашинское; XIV — Нерчинско-Заводский (1 — Воздыженское; 2 — Ивановское; 3 — Благодатское; 4 — Славское; 5 — Малдыско-Кидинское); XV — Трехсвятительское; XVI — Широканско-Газмуро-Заводский (1 — Широкинское; 2 — Тайнинское); 3 — Булшунское; 4 — Ушумское; 5 — Богатовское; 6 — Аришинское; 7 — Солоненное; 8 — Красноярово-Золонское; XVI — Кулдуминский (1 — Кулдуминское; 2 — Булдуминское); XVII — Дарасунский (1 — Дарасунское; 2 — Теремковское; 3 — Борзовское; 4 — Ойкуинское); 5 — Торгонокское; 6 — Джилжинское; 7 — Усугинское); XVIII — Аргентинско-Погромский (1 — Аргентинско-Погромское); XIX — Шивинско-Заводский (1 — Шивинское; 2 — Мангайское; 3 — Мангайское); XX — Приаргунский (1 — Абагатайское; 2 — Каптаульское); XXI — Дурругуевский (1 — Дурругуевское); XXII — Оловянинский (1 — Ононское)

По минералого-геохимическим признакам выделяются три основные геолого-геохимические группы месторождений, соответствующие указанным основным тектоническим подразделениям: 1) кварц-редкометалльная (кварц-касситеритовые, кварц-вольфрамитовые и молибденитовые жилы и грейзены, редкометалльные апограниты, кварц-флюоритовые жилы); 2) редкометалльно-сульфидная (касситерит-сульфидные, вольфрамит-сульфидные, вольфрамит-молибденит-полиметаллические, редкометалльно-полиметаллические, обогащенные флюоритом и т. д.); 3) сульфидная или сульфидно-сульфосольная (свинцово-цинковые, золото-полиметаллические) — табл. 6. Четвертая тектоническая группа (золото-серебро-сульфосольные месторождения) пока охарактеризована лишь одним представителем, который включен нами в третью геолого-геохимическую группу.

Пространственное положение основных рудных районов и полей с указанием их принадлежности к той или иной геолого-геохимической группе показано на рис. 12.

Первая, кварц-редкометалльная геолого-геохимическая группа, месторождения которой расположены в пределах мезозойских поднятий в значительном удалении от края, характеризуется наличием в рудах следующих типоморфных минералов: вольфрамита, касситерита, флюорита, мусковита, полевых шпатов, кварца, а из типоморфных полезных компонентов — вольфрама, олова, других редких металлов и фтора.

Вторая, редкометалльно-сульфидная геолого-геохимическая группа, месторождения которой приурочены к крайним частям мезозойских поднятий, характеризуется следующими особенностями. Типоморфными минералами руд являются: касситерит, вольфрамит, молибденит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, пирротин, висмутовые минералы, теллуриды, золото самородное, флюорит, кварц, мусковит, серицит, хлорит, турмалин, полевые шпаты, карбонаты, цеолиты. К типичным рудным компонентам относятся: олово, вольфрам, молибден, свинец, цинк, золото, фтор, висмут, мышьяк.

Третья, сульфидная, сульфидно-сульфосольная геолого-геохимическая группа, месторождения которой залегают в мезозойских депрессиях, характеризуется наличием следующих типоморфных минералов в рудах: галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита, различных сульфосолей свинца, серебра, меди, самородного золота и серебра, антимонита, киновари, карбонатов, кварца, серицита, хлорита, барита. Ведущие рудные компоненты: свинец, цинк, серебро, золото, мышьяк, сурьма, ртуть. Месторождения промежуточных тектонических групп (см. табл. 4)

по преобладанию тех или иных типоморфных минералов и компонентов руд всегда могут быть отнесены к какой-либо из геолого-геохимических групп.

Подчеркнем, что наряду с отличиями по ведущим полезным компонентам руд выделенные геолого-геохимические группы месторождений различаются по набору типоморфных элементов-примесей в минералах. Подробнее этот вопрос освещен далее, здесь же отметим, что для первой группы характерны акцессории: тантал, ниобий и скандий в касситерите и вольфрамите; литий, рубидий и цезий в слюдах и полевых шпатах. Для второй — индий в сфалерите, селен, теллур, висмут в галените, арсениците, пирите и т. д. Для третьей — таллий, серебро в галените, сульфосолях, марказите, галлий в сфалерите.

На рис. 13 показаны площади преимущественного развития рассмотренных ведущих типов месторождений.

### ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Как известно, особенности эндогенной минерализации принято связывать с характером магматических образований, ассоциированных с месторождениями в пространстве и во времени. Так же как и для рудных месторождений, для мезозойских изверженных пород Восточного Забайкалья был проведен анализ связи их состава относительно выделенных нами структур (см. рис. 1).

Как уже отмечалось, связь характера магматических проявлений с участками поднятий, прогибов и т. д. подчеркивалась и другими исследователями. Впервые в 1937 г. на это указал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который писал: «Магматические процессы связаны только с вертикальными движениями, иначе сказать, с поднятиями и опусканиями участков земной коры как в эпигенетических областях, так и в орогенетических» (1949, стр. 492). В направленности вертикальных движений он видел объяснение генетических, морфологических и вещественных особенностей магматических пород. Эта идея получила подтверждение для различных регионов в работах Н. П. Хераскова, 1958, 1966; Ю. А. Кузнецова и А. Н. Яншина, 1967; Г. С. Дзоценидзе и Г. А. Твалчрелидзе, 1965; К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева, 1964; А. Д. Смирнова, Е. Н. Алтухова, В. В. Булдакова, 1967; М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, Р. Т. Иванова и др., 1969. Для Восточного Забайкалья эта закономерность была впервые подчеркнута авторами (Мейтув, Иванов, Иванова, 1967, 1968; Мейтув, Иванов и др., 1969). Было установлено, что с участками мезозойских поднятий во всех случаях связаны более кислые по составу мезозойские изверженные породы по сравнению с опущенными блоками. В участках сочленения поднятий и прогибов преобладают переходные разности пород. Было также установлено влияние на мезозойский магматизм и характера домезозойских вертикальных перемещений: породы в районах наиболее устойчивых домезозойских воздыманий отличаются относительно повышенной щелочностью. Эти в значительной мере визуальные выводы, основанные на анализе площадей распространения различных разновидностей пород в разных структурах, были затем подтверждены специальной геолого-статистической обработкой материалов, выполненной Р. А. Романовой и Ю. Н. Спониором под руководством авторов. Результаты этих исследований приводятся ниже.

Восточное Забайкалье насыщено многочисленными мезозойскими интрузивными и эффузивными проявлениями (рис. 14). По большинству из них мы

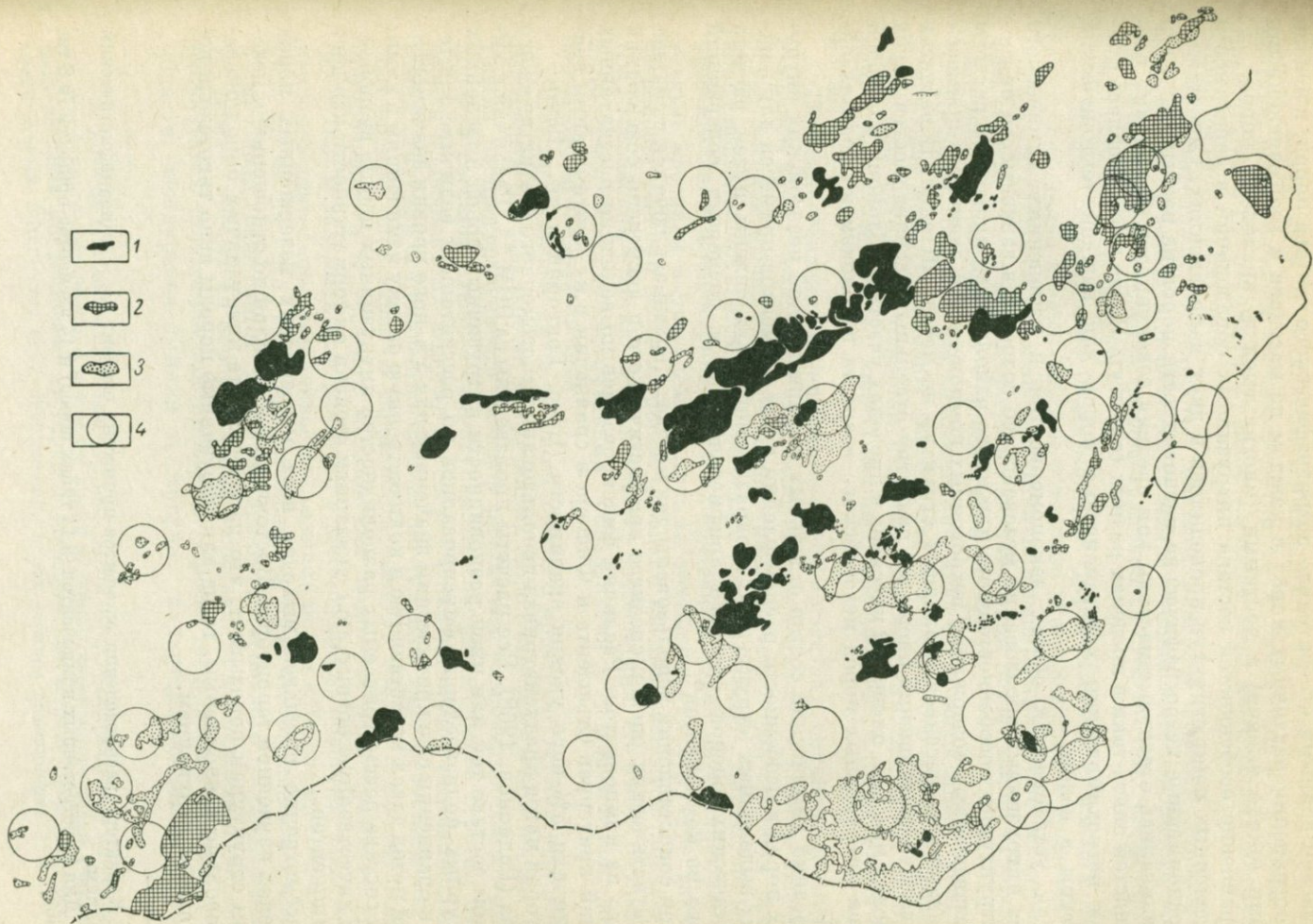


Рис. 14. Схема размещения мезозойских магматических образований

1—2 — интрузии (1 — массивы, изученные в процессе настоящего исследования); 3 — участки распространения эффузивных пород; 4 — участки изучения эффузивных пород

располагаем данными относительно петрографического состава пород, площади распространения различных пород в каждом из массивов и многочисленными полными (около тысячи) и частными (многие тысячи) анализами пород.

Сравнение особенностей состава интрузивных образований в зависимости от выделенных нами структур проводилось в двух направлениях. Сопоставлялись одноименные петрографические разновидности пород из разных структур и сравнивались отдельные массивы как средняя совокупность нескольких разновидностей опять-таки в пределах разных структур. После этого давалась суммарная петрохимическая характеристика пород для каждой тектонической структуры в целом.

Для установления общих закономерностей в изменениях химического состава интрузивных образований мезозойского возраста в зависимости от геолого-структурных особенностей того или иного района были проведены расчеты средневзвешенных содержаний петрогенных компонентов и элементов-примесей для каждого из массивов различных структур по методу Штокка. В расчетах учитывались соотношения площадей развития отдельных разновидностей пород в пределах массива, площадей массивов в пределах участков (блоков), площадей выходов интрузивных пород мезозойского возраста по блокам в пределах областей.

Средний химический состав отдельных разновидностей мезозойских интрузивных пород и особенности распределения в них элементов-примесей для каждого из выделенных структурных подразделений установлены путем расчета статистических оценок среднего арифметического и дисперсии содержаний каждого из компонентов\*.

При сопоставлении использованы два метода. Первый заключался в сравнении статистических оценок среднего арифметического и дисперсии содержаний каждого из компонентов. Различия фиксировались по величине рассчитанных значений критериев Стьюдента и Фишера в сравнении с их критическими значениями для 5%-ного уровня значимости (Беус, Григорян и др., 1965).

Второй метод предусматривал использование многомерного статистического анализа (Родионов, 1968). Все расчеты произведены на ЭВМ\*\*. Различия в химическом составе той или иной разновидности интрузивных пород выделенных структурных подразделений фиксировались по рассчитанной величине критерия  $V$  в сравнении с ее критическим значением для 5%-ного уровня значимости. Первый метод давал качественную и количественную оценку изменениям в химическом составе рассматриваемых разновидностей интрузивных пород, второй — только качественную оценку, но с указанием степени информативности каждого из компонентов.

Рассмотрение площадей выходов всех мезозойских изверженных пород в пределах изученной территории Восточного Забайкалья по отношению к мезозойским структурам показывает, что распределение интрузивных пород оказалось довольно равномерным, тогда как эффузивные породы явно тяготеют к депрессионным структурам.

\* Характер распределения элементов-примесей оценен по среднеарифметическим содержаниям.

\*\* Для 10 петрогенных компонентов (в 11 типах пород) и 14 элементов-примесей (в 8 типах пород).

Основная роль в Восточном Забайкалье принадлежит породам кислого состава, пересыщенным кремнеземом (по А. Н. Заварицкому), которые составляют почти 90% от общей площади выходов всех мезозойских интрузивных пород на этой территории.

Отличительной особенностью области наиболее древней докембрийской консолидации, устойчиво воздымавшейся в течение всего доюрского времени, является наиболее высокая распространенность субщелочных (лейкократовых) и щелочных гранитов (28%).

Область относительно более молодой рифей-нижнепалеозойской консолидации, устойчиво воздымавшаяся в течение всего доюрского времени, характеризуется наиболее высокой относительной распространенностью пород среднего состава (20%) и одновременно значительной ролью пород с повышенной щелочностью: сиенитов и граносиенитов (15%).

Наконец, область рифей-нижнепалеозойской консолидации, испытывавшая в доюрское время движения нисходящие и переменного знака\*, выделяется среди всех остальных областей наиболее высокой относительной распространенностью пород (87%), пересыщенных кремнеземом с нормальной щелочностью.

При сопоставлении изверженных пород в участках, поднятых и опущенных в юрское время, выявлено, что последние отличаются от первых значительно более высокой относительной распространенностью пород среднего состава и пород повышенной щелочности (30 и 15% соответственно). Данные по величине относительной распространенности одноименных пород по конкретным интрузивным массивам в пределах различных тектонических структур также подтверждают вывод о более широком развитии кислых разновидностей пород в поднятых мезозойских участках по сравнению с опущенными. Но в этом случае какой-либо связи состава интрузивных образований с домезозойской историей как-будто не обнаруживается.

Все приведенные выше закономерности о пространственном распределении различных разновидностей интрузивных пород выявились при первом рассмотрении распространенности выходов различных разновидностей интрузивных пород в соответствующих структурах. Последующая более строгая статистическая проверка этих выводов методом  $\chi^2$ , при которой учитывалась площадь самих структур и количество данных по той или иной разновидности пород, подтвердила определенную надежность выводов только о преимущественной приуроченности к участкам мезозойских поднятий лейкократовых гранитов ( $\chi^2 = 6,5$ ) и максимальном развитии в домезозойских областях, испытывавших наиболее длительное устойчивое воздымание пород субщелочного и щелочного ряда ( $\chi^2 = 25$ ). Это, вероятно, объясняется тем, что количество информации по массивам, сложным породам среднего—основного состава, значительно уступает таковому по породам кислого состава, что, несомненно, сказалось на результатах статистической проверки. Кроме того, важно подчеркнуть, что область междуречья Шилки и Аргуни, характеризующаяся наибольшей

---

\* Хотя на тектонической схеме (см. рис. 1) эта область подразделена на районы наиболее устойчивого прогибания в доюрское время и районы переменного знака движений, охарактеризовать эти различные структуры в отношении магматизма из-за отсутствия представительных материалов пока невозможно, и эти районы объединены.

площадью и соответственно включающая основное количество массивов изверженных пород, отличается малой шириной мезозойских поднятий (см. рис. 1). Отсюда и меньшая контрастность состава магматических проявлений поднятых и опущенных участков. К тому же рассмотрению при анализе магматизма только

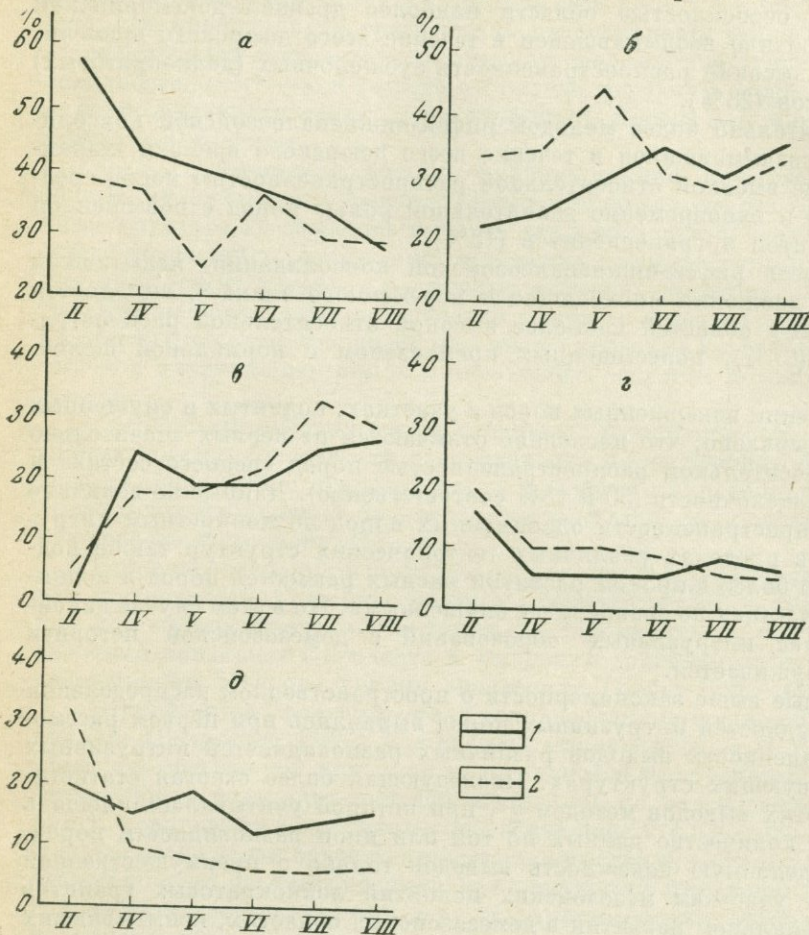


Рис. 15. Распределение содержаний породообразующих и акцессорных минералов в мезозойских интрузивных породах Восточного Забайкалья относительно домезозойских структур (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Спюмюра, 1969 г.)

а — плагиоклаз; б — калиевые полевые шпаты; в — кварц; г — цветные минералы; д — акцессорные минералы  
 1 — область рифей-нижнепалеозойской консолидации с устойчивым воздыманием в течение всего доюрского времени; 2 — область рифей-нижнепалеозойской консолидации, испытывавшая нисходящие перемещения в доюрское время. Интрузивные породы: II — кварцевые сyenиты; IV — гранодиориты; V — граносyenиты; VI — адамеллиты; VII — граниты биотит-амфиболовые; VIII — граниты биотитовые

двух категорий мезозойских структур (поднятий и прогибов) не давало возможности охарактеризовать особенности переходных зон (краевых частей поднятий и прогибов), магматизм которых, естественно, несет в себе черты как тех, так и других структур. Это, несомненно, также снивелировало противоположную сущность магматизма мезозойских поднятий и прогибов.

Была также сделана предварительная попытка установить характер изменения поведения породообразующих и акцессорных минералов в одноименных породах домезозойских (рис. 15) и мезозойских (рис. 16) структур. Оказалось, что различия действительно существуют и проявляются как для домезозойских, так и для мезозойских структур. Наиболее существенные вариации установ-

лены в распределении плагиоклаза, калиевого полевого шпата и аксессуарных минералов.

По-видимому, закономерны и изменения, установленные в составе отдельных породообразующих минералов. Так, в содержании плагиоклазов для большинства разновидностей изверженных пород наблюдается тенденция к уменьшению его количества от областей устойчивого доюрского воздымания к области,

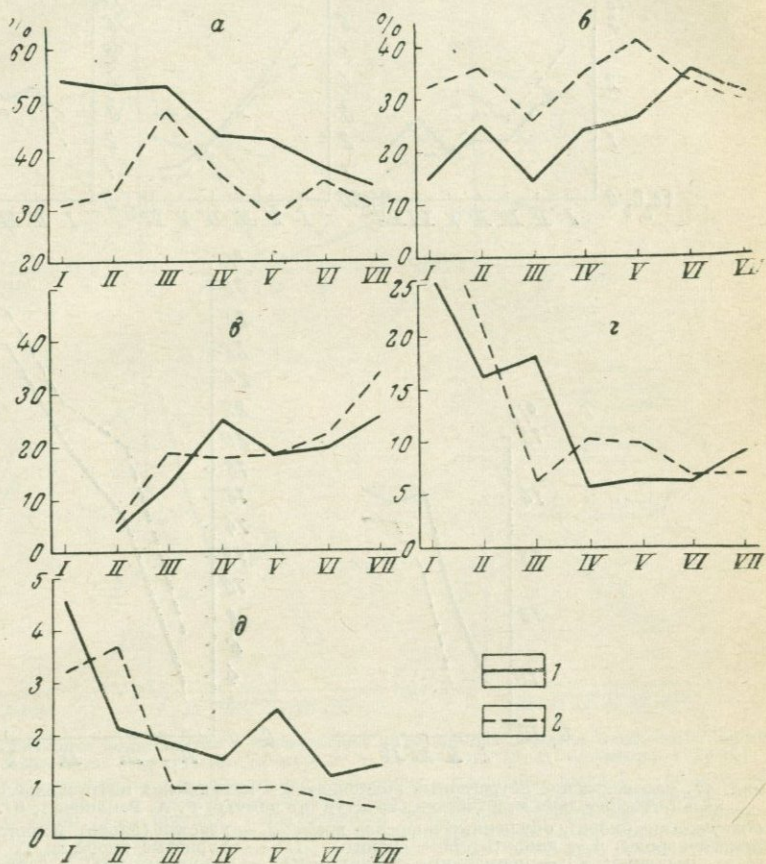


Рис. 16. Распределение содержаний породообразующих и аксессуарных минералов в мезозойских интрузивных породах Восточного Забайкалья относительно мезозойских структур (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Спинора; 1969 г.)

а — плагиоклаз; б — калиевые полевые шпаты; в — кварц; г — цветные минералы; д — аксессуарные минералы. 1 — участки (блоки), опущенные в юрское время; 2 — участки (блоки), поднятые в юрское время. Интрузивные породы: I — сиениты; II — кварцевые сиениты; III — кварцевые диориты; IV — гранодиориты; V — граносиениты; VI — адалелиты; VII — граниты биотит-амфиболовые

характеризующейся нисходящим и переменным знаком доюрских движений, а также от опущенных мезозойских блоков к поднятым. Интересно также отметить, что аксессуарный ортит встречается только в кислых породах \* мезозойских поднятий, а среди сиенитов, наоборот, присутствует только в опущенных блоках; аксессуарные: топаз, флюорит и турмалин — наблюдались только в породах поднятых блоков.

\* Содержание ортита в гранитоидах Восточного Забайкалья, по данным В. В. Ляховича (1968), наиболее высокое среди гранитоидов всех провинций СССР.

Теперь перейдем к выводам по петрохимическим особенностям интрузивных пород Восточного Забайкалья. Для всех пород в мезозойских структурах, если сравнить одни и те же разновидности от прогибов к поднятиям, наблюдается возрастание степени пересыщенности кремнеземом ( $Q$ ) и уменьшение средних содержаний  $MgO$ .

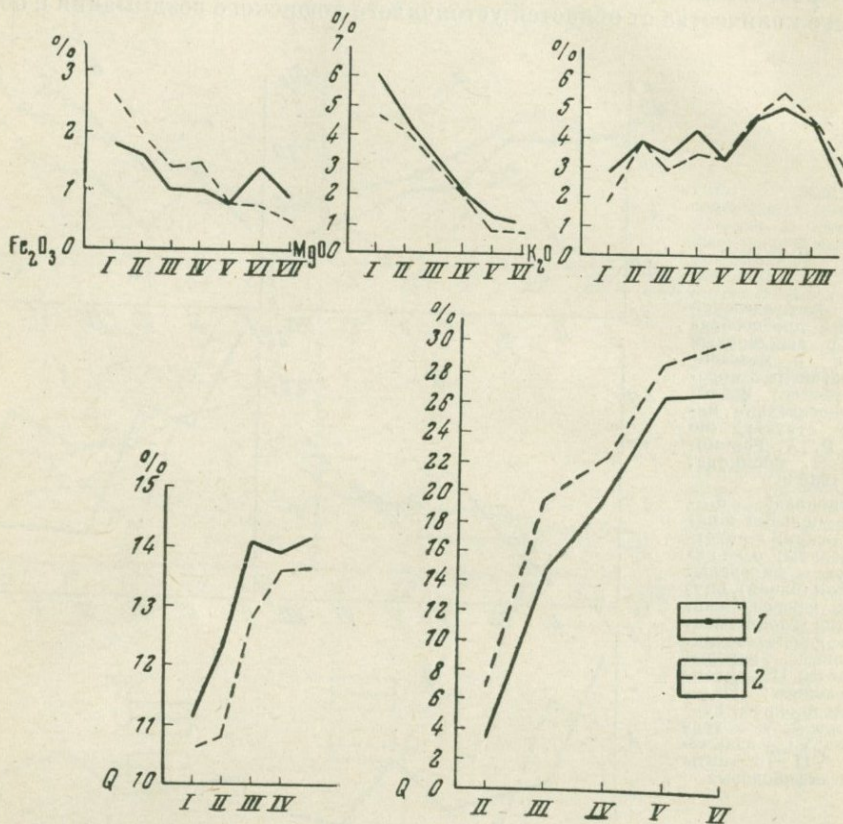


Рис. 17. Распределение петрогенных компонентов в мезозойских интрузивных породах Восточного Забайкалья относительно мезозойских структур (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Сломниора, 1969 г.)

1 — участки (блоки), опущенные в юрское время; 2 — участки (блоки), поднятые в юрское время. Интрузивные породы: I — диориты; II — сиениты; III — кварцевые диориты; IV — гранодиориты; V — адамеллиты; VI — нормальные граниты; VII — аляскиты; VIII — лейкократовые граниты

Помимо этого, в диоритах, сиенитах, кварцевых диоритах и гранодиоритах наблюдается увеличение в поднятиях средних содержаний  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , а в нормальных гранитах и аляскитах уменьшение. В диоритах, кварцевых диоритах, адамеллитах и граносиенитах в поднятиях увеличивается основность  $\left(\frac{100Ca}{Na+Ca}\right)$ , а в сиенитах, гранодиоритах, нормальных гранитах и аляскитах она уменьшается. Относительное суммарное содержание щелочей ( $a$ ) в диоритах, сиенитах, кварцевых диоритах, гранодиоритах и граносиенитах выше в опущенных участках по сравнению с поднятиями.

Некоторые особенности химического состава пород, развитых в пределах участков, различающихся по характеру вертикальных движений в юрское время, графически отражены на рис. 17\*.

Поскольку рассмотрение изменения химического состава разновидностей изверженных пород в домезозойских областях производилось без учета влияния

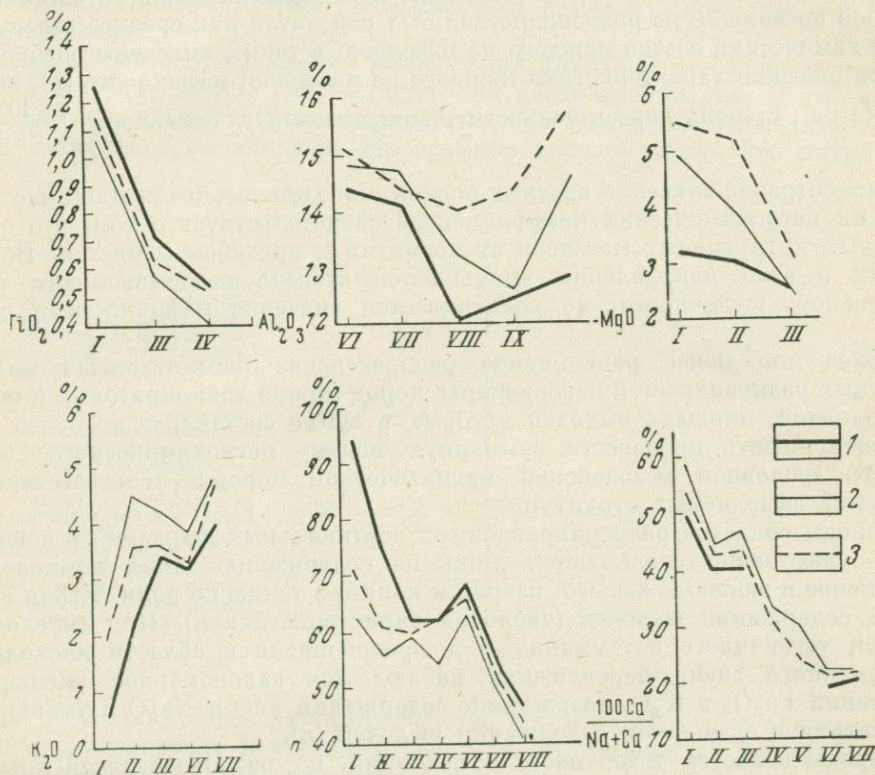


Рис. 18. Распределение петрогенных компонентов в мезозойских интрузивных породах Восточного Забайкалья относительно домезозойских структур (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Спониора, 1969 г.)

I<sub>1</sub> — области докембрийской консолидации с устойчивым воздыманием в доюрское время; 2 — области рифей-нижнепалеозойской консолидации с устойчивым воздыманием в течение доюрского времени; 3 — области рифей-нижнепалеозойской консолидации, испытывавшие нисходящие перемещения в доюрское время. Интрузивные породы: I — диориты; II — сиениты; III — кварцевые диориты; IV — гранодиориты; V — граносиениты; VI — адамеллиты; VII — нормальные граниты; VIII — аляскиты; IX — лейкократовые граниты

мезозойских поднятий и прогибов, делать определенные выводы о влиянии на химизм этих пород домезозойской истории в этом случае не представляется возможным. Но такое влияние, несомненно, существует. Соответствующие тенденции можно наблюдать при рассмотрении графика распределения

\* Следует иметь в виду, что сравнивались довольно близкие по петрографическим особенностям разновидности пород, что обусловило незначительные вариации в их составах. Однако количество данных для каждой из разновидностей достаточно велико, и полученные различия оценок средних величин надежны.

петрогенных компонентов в мезозойских интрузивных породах в домезозойских структурах (рис. 18).

Остановимся на характеристике химизма отдельных массивов мезозойских изверженных пород Восточного Забайкалья. Для каждого из изученных Р. А. Романовой и Ю. Н. Спониором интрузивных массивов с учетом распространения слагающих их разновидностей изверженных пород и химических анализов по каждой из разновидностей был подсчитан как среднее взвешенное общий химический состав каждого из массивов, а также выведены обобщенные петрохимические характеристики каждого из массивов: мафичность ( $b$ ), щелочность ( $a : c$ ), степень пересыщенности кремнеземом ( $Q$ ), основность ( $\frac{100Ca}{Na+Ca}$ ) и др.

Рассмотрение значений средних оценок как химического состава массивов, так и их петрохимических коэффициентов свидетельствует о том, что состав отдельных интрузивных массивов от поднятий к прогибам меняется. Во всех случаях в этом направлении уменьшается степень пересыщенности пород кремнеземом, щелочности, но увеличивается значение мафичности и основности.

Более или менее равномерное распределение рассмотренных выходов различных разновидностей изверженных пород (кроме лейкократовых и щелочных гранитов, площадь выходов которых в сумме составляет не более 20%) дает возможность произвести суммарную оценку петрохимического состава какой-то «условной мезозойской магматической породы», соответствующей каждой из выделяемых структур.

Породы областей разнонаправленных вертикальных движений в доюрское время существенно различаются лишь по содержанию таких компонентов, как окисное и закисное железо, натрий и калий, а также по роли натрия в суммарном содержании щелочей (числовая характеристика  $n$ ). При переходе от областей устойчивого воздымания в доюрское время к области нисходящих и переменного знака перемещений наблюдается закономерное уменьшение содержаний  $Fe_2O_3$  и  $K_2O$ , возрастание содержаний  $FeO$  и  $Na_2O$  и уменьшение роли натрия в суммарном содержании щелочей ( $n$ ).

Породы областей устойчивого воздымания, но разновозрастной консолидации различаются по величине содержаний  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  и  $K_2O$ , а также по их мафичности ( $b$ ), щелочности ( $a : c$ ) и основности ( $\frac{100Ca}{Na+Ca}$ ). При этом наиболее высокие содержания  $SiO_2$ , а также максимальные мафичность и щелочность наблюдаются в породах области докембрийской консолидации. Для пород рифей-нижнепалеозойской консолидации характерны наиболее высокие средние содержания  $MgO$ ,  $CaO$  и  $K_2O$ , а также основность.

Участки территории, характеризующиеся разнонаправленными движениями в юрское время (прогибы и поднятия), существенно различаются по среднему содержанию в интрузивных породах таких компонентов, как  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , по мафичности ( $b$ ), щелочности ( $a : c$ ), степени пересыщенности кремнеземом ( $Q$ ) и основности ( $\frac{100Ca}{Na+Ca}$ ). При переходе от участков прогибов к участкам поднятий в породах возрастает содержание  $SiO_2$ , степень пересыщенности кремнеземом ( $Q$ ), щелочность ( $a : c$ ). Одновременно

уменьшаются содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , падает мафичность пород (b) и основность  $\left(\frac{100Ca}{Na+Co}\right)$ .

Таким образом, химизм интрузивных образований мезозойского возраста Восточного Забайкалья находится в тесной связи с историей вертикальных перемещений соответствующих участков как в мезозойское, так и в домезозойское время.

Степень влияния на химизм мезозойских интрузий мезозойских и домезозойских структур можно видеть также при рассмотрении рис. 19, на котором приведена векторная диаграмма химического состава мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья. На графике хорошо видно, что интрузивные

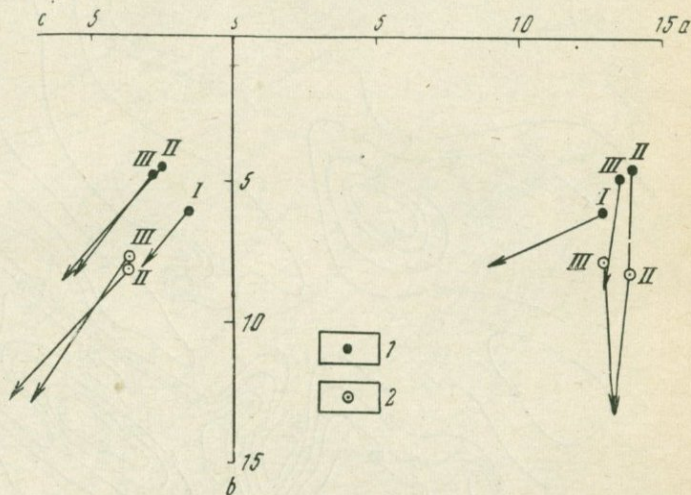


Рис. 19. Векторная диаграмма химического состава мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Сломюра, 1969 г.)

I — участки (блоки), поднятые в юрское время; 2 — участки (блоки), опущенные в доюрское время. Структуры: I — области докембрийской консолидации с устойчивым воздыманием в доюрское время; II — области рифей-нижнепалеозойской консолидации с устойчивым воздыманием в доюрское время; III — области рифей-нижнепалеозойской консолидации, испытывавшие нисходящие перемещения в доюрское время

породы по составу более резко отличаются в том случае, если слагаемые ими массивы расположены в пределах участков, отличающихся по знаку вертикальных движений в юрское время.

Отмеченные выше некоторые особенности петрохимического состава интрузивных массивов Восточного Забайкалья показаны схематично в виде изолиний на рис. 20, 21. На рис. 20 показаны пространственные закономерности степени пересыщенности пород кремнеземом (Q), максимум которого приходится на поднятия. На рис. 21 аналогичные построения выполнены для характеристики мафичности пород (b), максимум которой приходится на опущенные участки. И в том и в другом случае видно, что конфигурация изолиний очень четко совпадает с конфигурацией границ мезозойских поднятий и депрессий, приведенных на рис. 1.

Наряду с петрохимическими особенностями мезозойских интрузивных образований Восточного Забайкалья выявлены и специфические их черты в отношении особенностей распределения элементов-примесей (рис. 22, 23).

Согласно исследованиям Р. А. Романовой и Ю. Н. Сломюра, наиболее контрастно распределение элементов-примесей в изверженных породах, залегающих в структурах, имеющих различную мезозойскую историю (см. рис. 23).

Породы, формировавшиеся в участках мезозойских поднятий, постоянно обогащены аксессуарными литием, бериллием, танталом и вольфрамом; наоборот, породы мезозойских депрессий характеризуются явно повышенной ролью ванадия, хрома, кобальта и никеля.

Таким образом, регионально-геохимические особенности размещения главных, второстепенных и редких компонентов в мезозойских изверженных породах Восточного Забайкалья в значительной степени определяются историей вертикальных тектонических движений соответствующих участков земной коры.

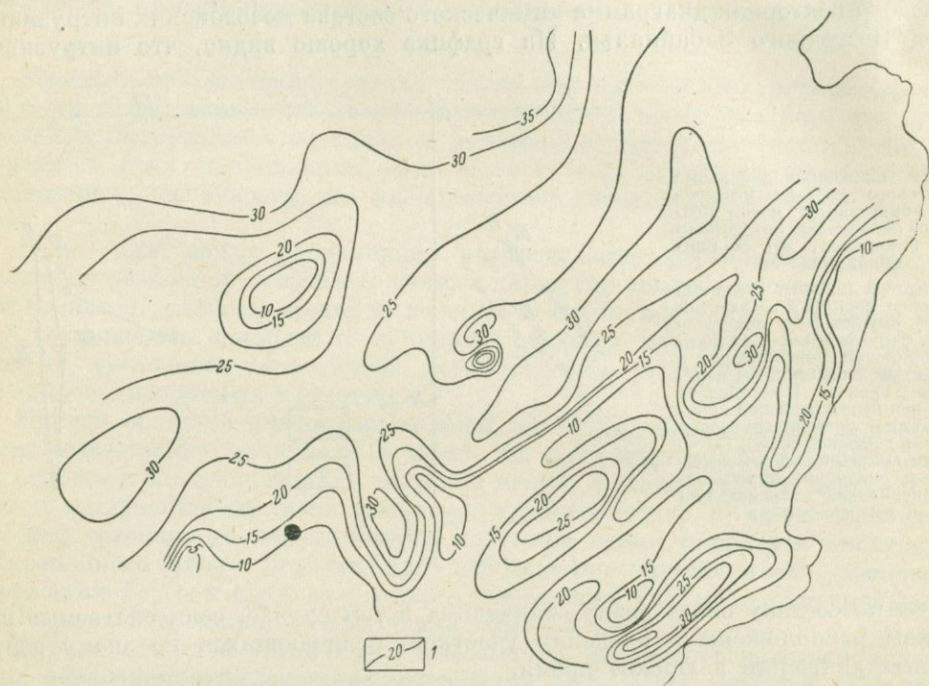


Рис. 20. Региональная характеристика значений степени перенасыщенности мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья кремнеземом (коэффициент  $Q$ ) (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Споминора, 1969 г.)

1 — изолинии значений коэффициента  $Q$

Не меньший интерес представляют фактические материалы по эффузивным породам Восточного Забайкалья, собранные и обработанные Р. А. Романовой и Ю. Н. Споминором. Исходными материалами послужили данные по составу эффузивов из многочисленных мезозойских впадин, число которых около шестидесяти (см. рис. 14). Данные по химическому составу эффузивных образований менее значительны, чем для интрузивных (около 300 силикатных анализов); наибольшим распространением пользуются эффузивные породы среднего и основного состава.

Поскольку подавляющее большинство площадей распространения эффузивов приурочено к районам верхнемезозойских впадин, при рассмотрении

особенностей этих пород сопоставление производилось по их принадлежности к докембрийским тектоническим структурам: 1) территорий наиболее древней докембрийской консолидации (I); 2) территорий относительно более молодой консолидации, рифей — нижний палеозой (II); 3) территорий, различные площади которых неоднократно вовлекались в нисходящие перемещения в доюрское время (III). В основу было положено сравнение одноименных разновидностей эффузивных пород из разных верхнемезозойских впадин.

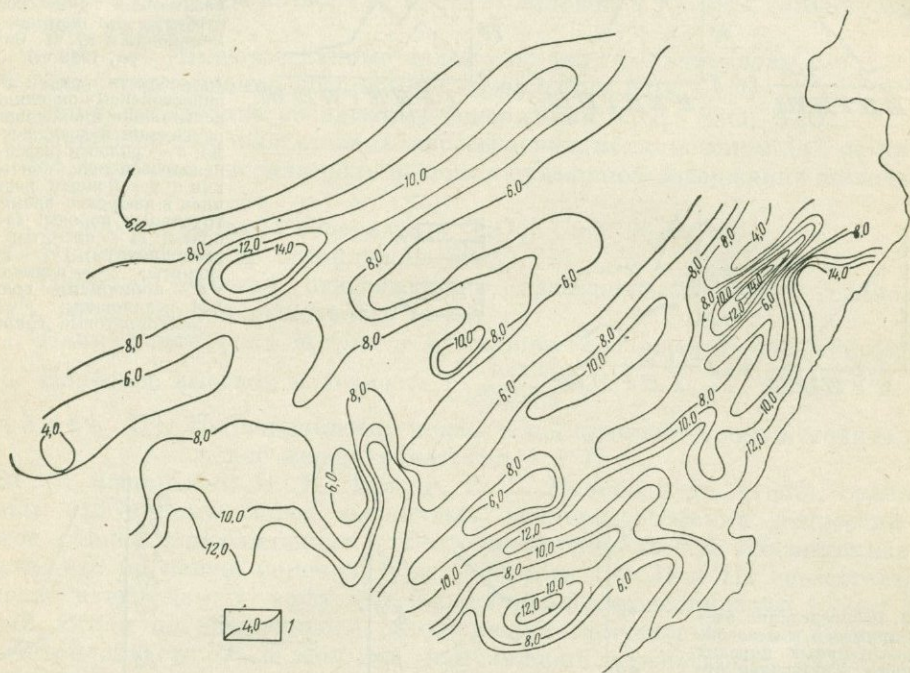


Рис. 21. Региональная характеристика значений мафичности (коэффициент  $b$ ) мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья (по данным Р. А. Романовой, Ю. Н. Сломгора; 1969 г.)

1 — изолинии значений коэффициента  $b$

Наиболее полно охарактеризованы эффузивные породы области рифей-нижнепалеозойской консолидации (II) и области переменного знака докембрийских движений (III).

Общие закономерности изменения химизма эффузивных пород при сопоставлении третьей и второй областей сводятся к следующему.

1. Для пород нормального ряда от области III к области II уменьшается абсолютное содержание  $\text{SiO}_2$ . Для пород повышенной щелочности (трахиандезиты) абсолютное содержание  $\text{SiO}_2$  от области III к области II возрастает.

2. Для базальтов, андезитов и дацитов степень пересыщенности кремнеземом ( $Q$ ) от области III к области II падает, а для липаритов и трахиандезитов возрастает.

3. Для пород нормального ряда абсолютное содержание  $TiO_2$  и  $CaO$  от области III к области II возрастает, а для трахиандезитов — падает.

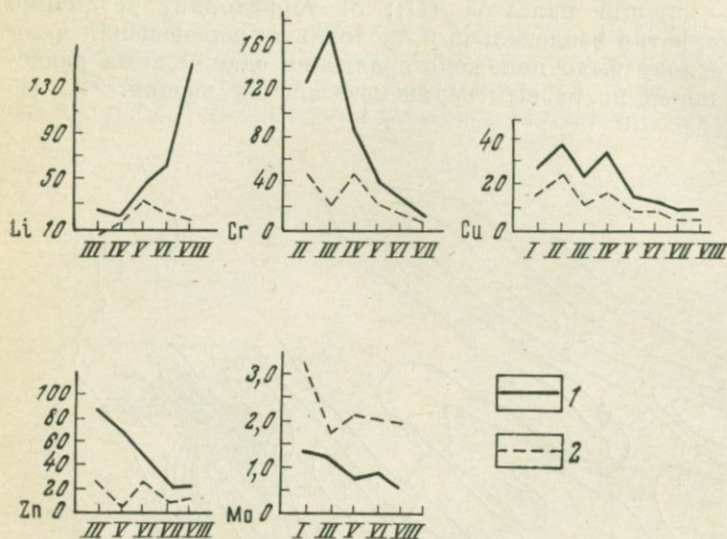
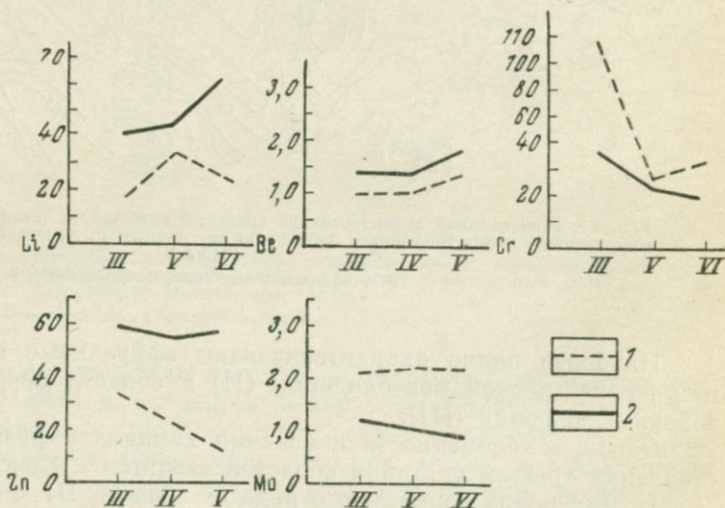


Рис. 22. Распределение элементов-примесей в мезозойских интрузивных породах Восточного Забайкалья относительно мезозойских структур (по данным Р. А. Романовой и Ю. Н. Спомяра, 1969 г.)

1 — области рифей-нижнепалеозойской консолидации, испытавшие нисходящие перемещения в доюрское время; 2 — области рифей-нижнепалеозойской консолидации с устойчивым воздыманием в доюрское время. Интрузивные породы: I — диориты; II — сиениты; III — гранодиориты; IV — граносиениты; V — адамеллиты; VI — нормальные граниты; VII — алякиты; VIII — лейкократовые граниты

Рис. 23. Распределение элементов-примесей в мезозойских интрузивных породах Восточного Забайкалья относительно мезозойских структур (по данным Р. А. Романовой и Ю. Н. Спомяра, 1969 г.)

1 — участки (блоки), опущенные в юрское время; 2 — участки (блоки), поднятые в юрское время. Интрузивные породы: III — гранодиориты; IV — граносиениты; V — адамеллиты; VI — нормальные граниты.



4. Для большинства пород, исключая андезиты, от области III к области II возрастает абсолютное содержание  $K_2O$ .

5. Для базальтов и андезитов роль натрия в суммарном содержании щелочей ( $n$ ) возрастает от области III к области II, а для остальных пород падает.

6. Для большинства разновидностей пород, исключая базальты, общая щелочность ( $a : c$ ) от области III к области II падает.

7. Во всех без исключения породах относительная степень насыщенности их глиноземом ( $a' - c'$ ) от области III к области II уменьшается.

8. Во всех без исключения породах от области III к области II возрастает основность — модалный номер плагиоклаза  $\left( \frac{100Ca}{Na+Ca} \right)$ .

Суммирование имеющихся данных химического состава эффузивных пород по отдельным областям позволило Р. А. Романовой и Ю. Н. Спониору сделать следующие выводы.

Область I. (Имеются данные только по кислым эффузивам.)

1. Наиболее высокие абсолютные содержания  $SiO_2$ .

2. Наиболее низкие абсолютные содержания  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ .

3. Наиболее высокая степень пересыщенности глиноземом ( $a'$ ) и кремнеземом ( $Q$ ), наиболее высокая роль натрия в суммарном содержании щелочей ( $n$ ).

Область II.

1. Наиболее высокие содержания  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ .

2. Наиболее низкие содержания  $SiO_2$ .

3. Наиболее низкая относительная насыщенность пород глиноземом ( $a' - c'$ ), самая низкая щелочность ( $a : c$ ).

4. Наименьшая роль натрия в суммарном содержании щелочей ( $n$ ).

5. Наиболее высокая основность  $\left( \frac{100Ca}{Na+Ca} \right)$ .

Область III. По большинству показателей занимает промежуточное положение между областями I и II.

М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др. (1969), сравнивая составы эффузивных пород различных верхнемезозойских депрессий для «блоков ранней консолидации» и Восточно-Забайкальской геосинклинальной области, что по нашей номенклатуре — области I + II и III соответственно, приходят к выводам: 1) эффузивы блоков ранней консолидации имеют более кислый состав по сравнению с синхронными эффузивами геосинклинально-складчатой области; 2) в этом же направлении уменьшается железистость и увеличивается магnezильность.

Среди изверженных пород в пределах изученной территории весьма широким распространением пользуются дайковые образования. Возраст большинства дайковых образований Восточного Забайкалья считается мезозойским, хотя и не исключено наличие среди них как более древних, так и более молодых.

Все дайки, количество которых согласно существующим геологическим картам достигает 4000, были подразделены по составу на пять групп (ультра-кислые, кислые, средние, щелочные, основные; табл. 6). С учетом площадей мезозойских структур можно судить о явной приуроченности даек наиболее кислого состава к мезозойским поднятиям, а среднего и щелочного состава — к депрессионным структурам. Остальные разновидности даек (кислые и основные) распределены по площади мезозойских структур более или менее равномерно. Статистическая проверка подтвердила эти выводы.

Приведенный фактический материал по региональному размещению концентраций различных металлов, типов их месторождений и мезозойских магматических образований позволяет сделать следующие выводы.

1. Пространственные закономерности размещения концентраций различных металлов обусловлены всей предысторией вертикальных тектонических перемещений отдельных участков земной коры (см. рис. 14). Олово и вольфрам, как правило, проявлены в мезозойских поднятиях (с некоторой тенденцией к накоплению в участках инверсионных структур), в районах, которые в доюрское время испытывали устойчивые нисходящие перемещения. Золото, сурьма и ртуть чаще всего развиты на площадях, испытывавших в доюрское и юрское время нисходящие перемещения. Кроме того, золото также тяготеет к краевым частям мезозойских поднятий и участкам, прилегающим к инверсионным структурам мезозоя. Флюорит наиболее широко распространен в районах устойчивого доюрского и юрского воздымания. Свинец, цинк и мышьяк тяготеют к мезозойским депрессиям, а также к краевым частям мезозойских поднятий. Молибден развит в краевых частях домезозойских и мезозойских тектонических структур, нередко накапливаясь на площадях мезозойских инверсий.

2. Специфика минерального состава руд месторождений различных металлов определяется в значительной мере положением в мезозойских структурах.

В рудных полях, приуроченных к мезозойским депрессионным структурам, проявлены сульфидный и сульфидно-сульфосольный тип оруденения. В поднятых мезозойских структурах в значительном удалении от депрессий распространены кварц-редкометалльный и кварц-флюоритовый типы минерализации. К переходным участкам приурочено редкометалльно-сульфидное оруденение (см. рис. 13).

3. Петрохимический состав и геохимические особенности мезозойских изверженных пород находятся также в тесной связи с историей вертикальных тектонических движений соответствующих участков земной коры. Это верно как для интрузивных образований, так и в отношении эффузивных и дайковых пород. Для всех них характерна приуроченность наиболее кислых разностей к мезозойским поднятиям, а основных — к прогибам.

4. Приуроченность определенных рудных компонентов, типов их месторождений и изверженных пород к участкам со своеобразной историей вертикальных перемещений обуславливает проявление региональной рудно-магматической зональности (рис. 24).

Следует отметить, что предлагаемое изображение региональной рудно-магматической зональности существенно отличается от принятых для Восточного Забайкалья. Достаточно провести сравнение с наиболее распространенной схемой трехчленного поясового деления Забайкалья по С. С. Смирнову.

Общие контуры центрального оловянно-вольфрамового пояса, намеченного С. С. Смирновым, в целом хорошо согласуются с территорией, где широко проявлены доюрские прогибы. Именно к этим доюрским прогибам, как видно из рис. 24, приурочены проявления олово-вольфрамовой минерализации. И не просто к прогибам, а только к тем их участкам, которые развивались в юрское время по типу поднятий. В остальных же участках этого пояса развиты «не характерные» для него, по С. С. Смирнову, месторождения свинца, цинка, золота, молибдена.

Полиметаллический и золото-молибденовый пояса пространственно совпадают с территориями устойчивых доюрских поднятий, а также районами пере-

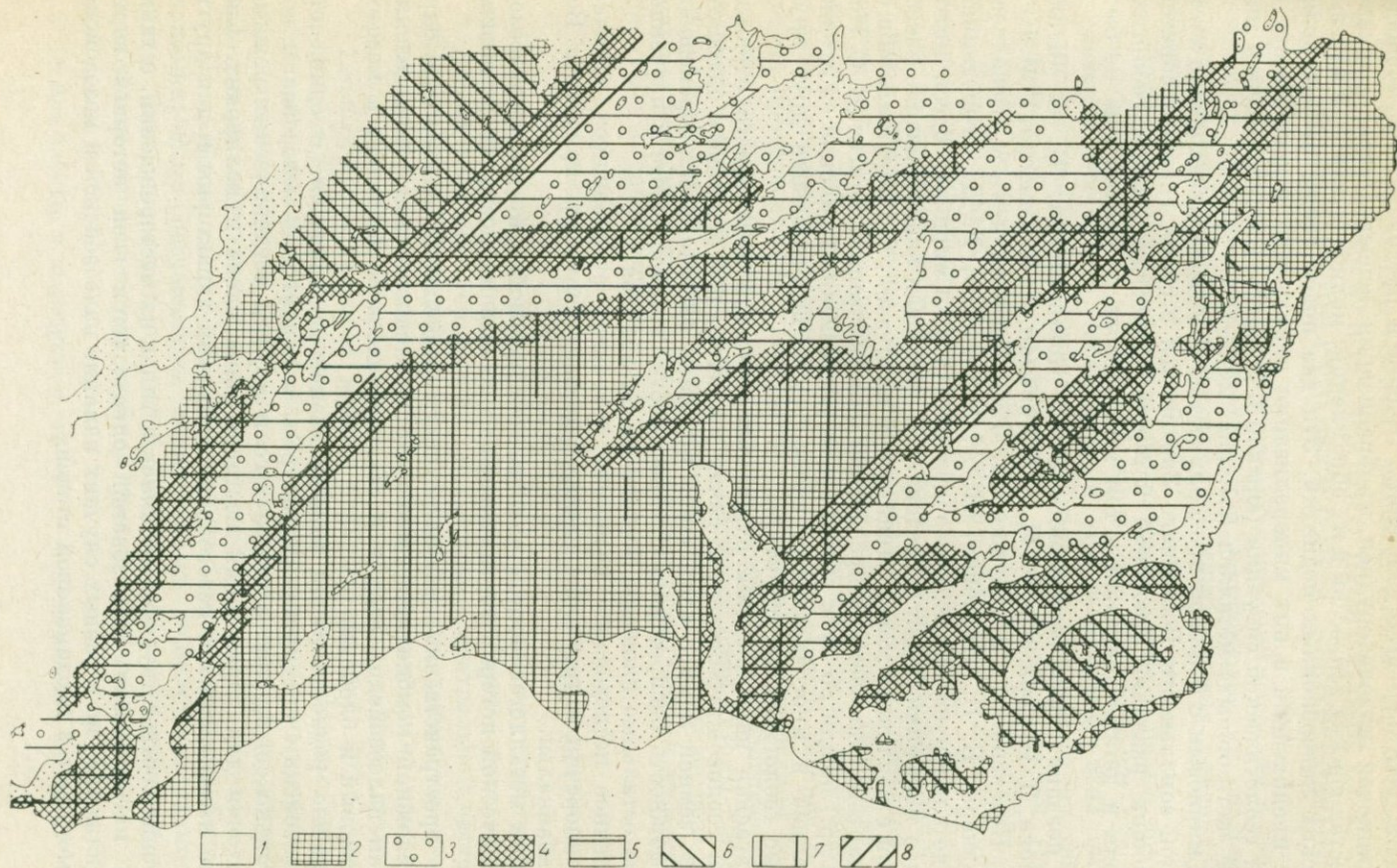


Рис. 24. Схема региональной рудно-магматической зональности

1 — верхнемезозойские впадины. Типы пород и руд: 2 — кислые гранитоиды и кварц-редкометалльная минерализация; 3 — породы среднего и основного состава и сульфидно-сульфосолевое оруденение; 4 — умеренно-кислые гранитоиды и редкометалльно-сульфидное оруденение.

Минерализация: 5 — свинцово-цинковая, золоторудная, сурьмяная, мышьяковая и ртутная; 6 — флюоритовая; 7 — оловянно-вольфрамовая; 8 — молибденовая

менного знака вертикальных движений. Причем в пределах этих площадей свинцово-цинковая и золоторудная минерализация непосредственно локализована в местах юрских депрессий и их обрамления; молибденовая — в краевых частях юрских инверсионных поднятий. Эти два пояса также не однородны по составу проявленной в них минерализации и включают в зависимости от конкретной геологической ситуации (юрской и доюрской) месторождения многих других «нетипичных» металлов (см. рис. 24).

С. С. Смирновым с большой прозорливостью намечены самые общие черты региональной зональности Восточного Забайкалья в свете, главным образом, наиболее общих различий доюрской истории. Специфика юрской геологической истории и детали доюрской в том масштабе исследований еще не были отражены.

Более поздние схемы зональности В. С. Кормилицина, Н. В. Шталь, А. Д. Щеглова, Д. И. Горжевского, Н. А. Фогельман, И. Н. Томсона, Г. И. Князева, В. Н. Козеренко, А. В. Дружинина, Э. В. Лешкевича, Б. М. Васильева, Г. И. Менакера, В. В. Старченко, Л. А. Мастюгина, В. Д. Огородникова и других детализируют трехчленное деление С. С. Смирнова. Здесь можно выделить две тенденции. Одни исследователи произвели оконтуривание известных районов с различной металлогенической нагрузкой, что нарушило общую стройную картину поясового распределения минерализации. Другие (В. С. Кормилицин и др.) пошли по пути объединения разрозненных районов со сходной минерализацией в многочисленные пояса, часто пересекающие друг друга и различные геологические структуры.

Предлагаемая нами рисовка рудно-магматической зональности отражает полученные геолого-статистические связи концентраций отдельных элементов с участками земной коры с конкретной историей вертикальных перемещений и дает возможность распространить зависимости, установленные в изученных районах, на остальные площади Восточного Забайкалья.

Проведенное исследование позволяет устранить отмечавшиеся в начале главы противоречия в трактовке главных металлогенических признаков Восточного Забайкалья.

Учет при металлогеническом анализе как мезозойской, так и палеозойской тектонической истории вертикальных перемещений позволил установить следующее:

Общие пространственные закономерности размещения оруденения определяются сложной комбинацией поясового и блокового его распределения. Общий план палеозойских структур создает поясовый характер, а мезозойских — поясовый и блоковый.

Размещение редкометальной минерализации подчиняется, с одной стороны, палеозойским прогнутым структурам, а с другой — мезозойским поднятиям. Только совокупное влияние того и другого тектонических режимов создает условия для образования месторождений олова и вольфрама. Свои комбинации палеозойских и мезозойских движений характерны и для других металлов.

Появление соответствующих металлов и типов их месторождений, а также различных магматических образований определяется всей историей вертикальных движений, но в разных случаях влияние палеозойской и мезозойской истории выступает в неодинаковой степени.

## ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАЙОНАХ ПРЕИМУЩЕСТВЕННОГО ПРОЯВЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ И СУЛЬФИДНО-СУЛЬФОСОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В этой и двух последующих главах приведены сведения о геологическом положении, вещественном составе руд и закономерностях размещения эндогенной минерализации в нескольких типовых рудных районах Восточного Забайкалья.

Материал по отдельным рудным районам дается с целью подтверждения правильности выводов, сделанных выше при рассмотрении рудоносности и магматизма Восточного Забайкалья и для детализации этих выводов. Все районы сгруппированы нами по преобладанию минерализации той или иной из выделенных геолого-геохимических групп месторождений (кварц-редкометальной, редкометально-сульфидной, сульфидной и сульфидно-сульфосольной). В данной главе рассмотрены примеры районов с минерализацией главным образом сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп. Для краткости изложения по каждому из районов в сжатой форме приведены лишь следующие сведения: тектоническая позиция района; общая геологическая и металлогеническая специфика района; геолого-геохимическая характеристика месторождений в табличной форме; существующие взгляды на закономерности размещения полезных ископаемых в районе; заключения авторов о закономерностях пространственного положения эндогенных образований района.

Необходимо отметить, что при характеристике геологического строения районов и вещественного состав руд месторождений авторы широко использовали имеющиеся литературные данные. Объем работы не позволил сделать соответствующие ссылки, поэтому пришлось ограничиться упоминанием лишь отдельных исследователей.

### Широкинско-Газимуро-Заводский район (XV) \*

На территории района проявлены месторождения и рудопроявления свинца, цинка, золота, а также железа, вольфрама и молибдена, олова, сурьмы, фтора.

Рассматриваемая территория приурочена к центральной части протяженной Будюмкано-Газимуро-Борзинской мезозойской депрессии, включая краевые части на северо-западе Газимуро-Кукульбейского и на юго-востоке Кутомарского поднятий. Ширина прогиба в пределах района около 20 км.

Геологическое строение района отражено на рис. 25. Среди осадочных пород здесь развиты отложения палеозоя и мезозоя. Палеозойские отложения, представленные в основном карбонатно-сланцевыми породами, распространены главным образом в депрессии и в зонах перехода от депрессии к окружающим ее поднятиям.

Мезозойские осадки развиты в депрессионной части района и сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, аргиллитами, конгломератами (нижней и средней юры) и туфогенными и эффузивно-осадочными образованиями верхней юры и нижнего мела.

\* Для данного и последующих районов — номера районов см. на рис. 12.

Распределение мезозойских и палеозойских осадочных пород в пределах депрессии позволяет говорить о сложном ступенчатом внутреннем строении этого прогиба.

Среди изверженных пород в районе проявлены как домезозойские, так и мезозойские образования. При этом первые пользуются наибольшим распространением, слагая обширные территории на северо-западе, западе и юго-востоке района в пределах поднятий (см. рис. 25).

К мезозойским магматическим образованиям относятся значительно более мелкие по площади выходы пород гранитного, гранодиоритового и диорит-сиенитового состава. С мезозойскими интрузиями связаны многочисленные жильные образования (гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры, диоритовые и кварц-диоритовые порфиры, лампрофиры).

К наиболее молодому магматическому комплексу относятся также тела базальтов и андезито-базальтов, распространенные в пределах развития нижнемеловых осадочных пород и условно датированных одними исследователями как нижнемеловые, а другими — как третичные.

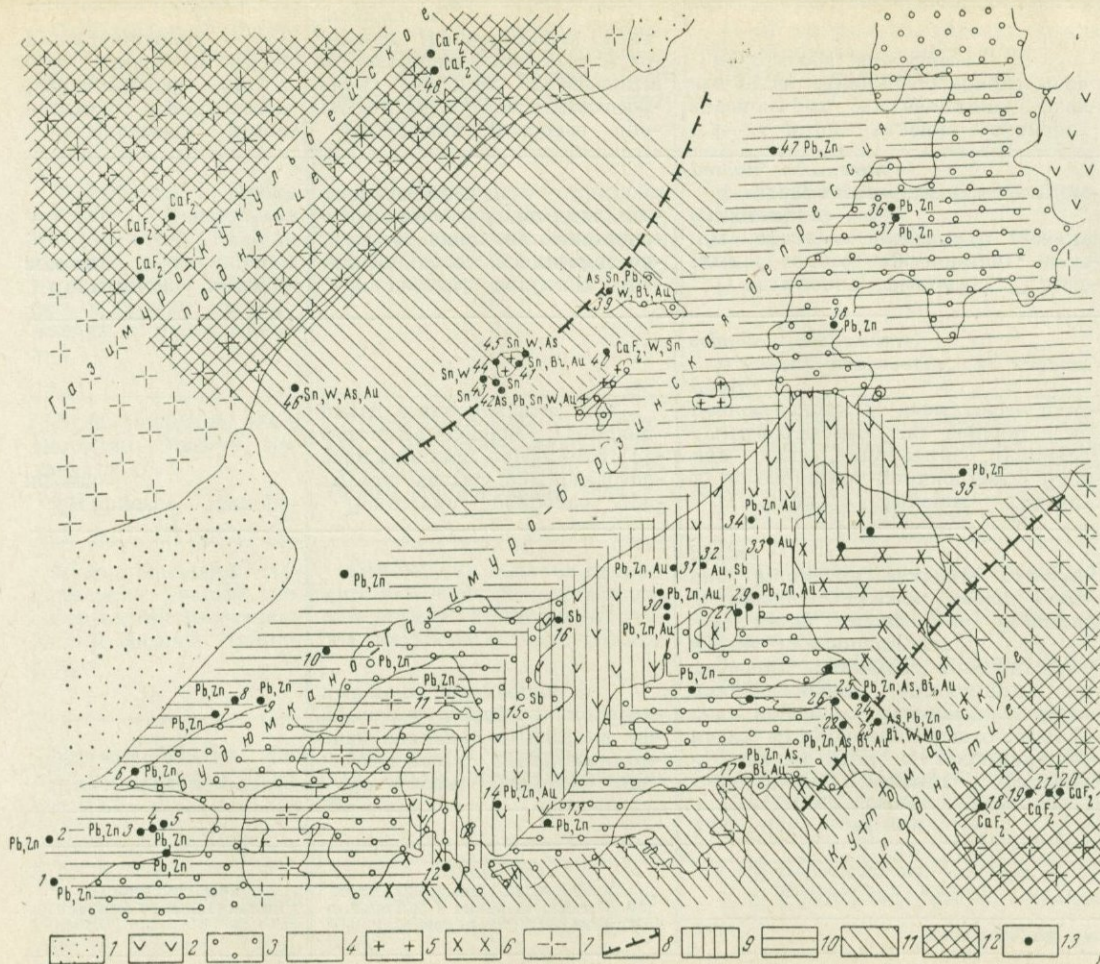
Магматические образования в пределах района сопровождаются контактными изменениями вмещающих пород. В контакте с домезозойскими интрузиями в нижнепалеозойских карбонатно-сланцевых отложениях отмечаются различные скарны и роговики. С домезозойскими скарнами связывается магнетитовое оруденение (месторождения Западное, Восточное, Яковлевское, Малый Медный Чайник, Верхне-Ильдиканское и др.). В связи со скарнами нередко отмечаются незначительные проявления шеелита, молибденита и полиметаллов. При этом возраст этого, несомненно, наложенного на скарны оруденения, без каких бы то ни было на то оснований считается либо среднепалеозойским, либо среднеюрским, в то время как подавляющая масса рудных проявлений в районе всех металлов (свинца, цинка, олова, вольфрама и т. д.) относится к верхнему мезозою. К верхнему мезозою относятся также все известные в районе проявления золота, сурьмы, ртути и флюорита.

В связи с резко различным геологическим строением участков района характеристика их рудоносности будет произведена отдельно, по соответствующим наиболее крупным тектоническим элементам. Вначале охарактеризуем месторождения в пределах опущенной части рассматриваемой территории, затем в переходной и поднятой.

Краткие сведения о геологическом строении и вещественном составе месторождений района по данным С. С. Смирнова (1961), М. Р. Дудина, Н. Н. Морозовой, Б. В. Грибанова (1963), В. С. Кормилицына, А. А. Ивановой (1968), а также В. В. Мазур, М. А. Чесноковой и др.

Широкинское рудное поле включает ряд месторождений и рудопроявлений: полиметаллов — Лугинское, Широкинское, Рыбаковское, Арбунское, Кайнардовское и др.; золота — Кочковское и др., сурьмы — Фаддеевское, Тимошинское и др. Все перечисленные месторождения располагаются в наиболее прогнутой части мезозойского прогиба, выполненного юрскими осадками. При этом самая интенсивная золотая и золото-полиметаллическая минерализация (Широкинская зона, Лугинское, Кочковское, Южный участок и другие месторождения) известна в настоящее время на участке развития верхнеюрских осадков, т. е. в наиболее погруженной части этой депрессии в пределах Широкинской верхнемезозойской впадины (см. рис. 25). Имеющийся

Рис. 25. Геолого-геохимическая схема Широкинского-Газимуро-Заводского района. Геологическая основа по материалам Читинского геологического управления



13 — флюоритовой и редкометальной; 13 — месторождения и рудопроявления (цифры на карте): 1 — Средне-Кулиндский прииск; 2 — Кулиндский прииск; 3 — Ильдинское; 4 — Влиниковский прииск; 5 — Колотовский прииск; 6 — Балашинский прииск; 7 — Крестовское; 8 — Промежуточное; 9 — Тайнинское; 10 — гора Крестовая; 11 — Дубровинское; 12 — Западное; 13 — Геохимический прииск; 14 — Южное; 15 — Тимошинское; 16 — Фаддеевское; 17 — Мистуринское; 18 — Участок 1-й; 19 — Прииск Солонечный; 20 — Березовка; 21 — падь Солонечная; 22 — Аркинский голец; 23 — Второй Ключик; 24 — Аркинское 3; 25 — Аркинское 2; 26 — Аркинское 1; 27 — участок Таловки; 28 — Черемховская падь 3; 29 — Черемховская падь 2; 30 — Широкинская зона; 31 — Рыбаковская зона; 32 — Кочювская зона; 33 — Каменушки — Кочювка; 34 — Лугинское; 35 — Талаканское; 36 — Вушулинское 1—1; 37 — Вушулинское 1—3; 38 — Кулиндское; 39 — Ушмунская падь; 40 — Кулиндская падь; 41 — Ушмунский голец 2; 42 — гора Сестричка; 43 — падь Магдаган; 44 — Ушмунский голец; 45 — Ушмунский голец 1; 46 — гора Гребешок; 47 — Сосновское; 48 — Ягодное.

Индексы элементов указывают ведущие компоненты руд

Некоторые геолого-геохимические сведения о характерных месторождениях  
Широкинско-Газимуро-Заводского рудного района

Название месторождения (рудопроявления)	Геологическая характеристика; положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		Минералы: 1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Широкинская рудная зона	Депрессия, наиболее прогнутая часть, верхнемезозойская впадина; порфириды эффузивной толщи; жильобразные тела, штокверки	1) пирит, галенит, сфалерит; 2) блеклая руда, халькопирит, гематит; 3) бурнонит, золото самородное, марказит, буланжерит, вюрцит, джемсцит, арсенопирит, молибденит, магнетит, сере́нит, висмутин, галеновисмутит 1) <i>кварц, железистый доломит;</i> 2) <i>серицит, хлорит, барит, анкерит, турмалин, кальцит, халцедон, рутил</i>	Кварц-галенит-сфалеритовый, карбонат-галенит-сфалеритовый, пирит-халькопирит-блеклая руда—золоторудный
Лугинское месторождение	Депрессия, наиболее прогнутая часть, верхнемезозойская впадина; порфириды, туфогенные породы, гранодиориты; жильобразные тела	1) пирит, сфалерит, галенит; 2) арсенопирит, халькопирит, блеклая руда, пирротин, бурнонит, сульфосоли серебра, свинца; самородное золото; 3) висмутовые минералы 1) <i>кварц, карбонаты;</i> 2) <i>хлорит, серицит, турмалин</i>	Кварц-карбонат-галенит-сфалеритовый, пирит-халькопирит-сфалеритовый, пирит-блеклая руда-арсенопирит-золоторудный
Кочковское месторождение	Депрессия, наиболее прогнутая часть, верхнемезозойская впадина; вулканогенно-осадочные образования; жильобразные тела	1) антимонит, реальгар; 2) самородное золото, арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит; 3) шеелит, буланжерит 1) <i>кварц, карбонаты;</i> 2) <i>хлорит, серицит, турмалин</i>	
Рыбаковское, Широкинское, Черемховское, Кайнардовское, Арбунское, Южное и другие рудопроявления	Депрессия, наиболее прогнутая часть, верхнемезозойская впадина; туфогенные и эффузивно-осадочные отложения; жильобразные тела, штокверки	1—3) пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, блеклая руда, самородное золото и др. 1—2) <i>кварц, карбонаты</i>	

Тимошинское Фадде- евское и другие рудо- проявления	Депрессия, непосредствен- ное обрамление верхнемезозой- ской впадины; песчано-слан- цевые отложения; жилы, што- кверки, гнезда	1—3) антимонит, галенит, сфале- рит, самородное золото и др. 1) <i>кварц, карбонаты</i>	
Тайнинское, Проме- жуточное, Крестовское, Ильдиканское, Балаши- хинское, Бушулинское, Кулидинское, Соснов- ское и другие месторо- ждения и рудопроявле- ния	Депрессия, вне пределов верхнемезозойской впадины; песчано-сланцевые отложения, карбонатные отложения; жи- лы, штокверки, гнезда	1—3) сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит и др. 1—2) <i>кварц, карбонаты, серицит, хлорит</i>	Галенит-сфалеритовый
Рудопроявления падей Магдаган, Ушмун, Ку- линда и др.	Переходная зона от депрес- сии к поднятию; карбонатно- сланцевые отложения, гранито- иды; жилообразные тела	1—3) пирит, арсенопирит, касси- терит, вольфрамит, шеелит, гале- нит, сфалерит, флюорит, висмутовые минералы 1—2) <i>кварц, турмалин</i> и др.	Кварц-касситерито- вый, кварц-турмалино- вый с арсенопиритом; пирит-галенит-сфалери- товый и др.
Рудопроявления Ар- кинского участка, ме- сторождения Восточное, Малый Медный Чайник и др.	Переходная зона от депрес- сии к поднятию; карбонат- ные породы, гранитоиды; жи- лы, метасоматические залежи	1—3) арсенопирит, шеелит, мо- либденит, галенит, сфалерит, вис- мутовые минералы, золото самород- ное и т. д. 3) <i>кварц, турмалин, скарновые ми- нералы</i> и др.	Кварц-турмалиновый, скарновый
Рудопроявления Бо- товского гольца, Ягод- ное и др.	Поднятие; гранитоиды; жи- лы, гнезда, метасоматические тела	1—3) шеелит, вольфрамит, акцес- сорные тантало-ниобаты и берилл 1, 2) <i>кварц, полевые шпаты, муско- вит, турмалин, флюорит</i>	Кварц-мусковитый грейзен и др.
Рудопроявления пади Солонечной, Березовки, участок 1, прииск Соло- нечный	Поднятие; гранитоиды; жи- лы, гнезда, метасоматические тела	1, 2) <i>флюорит, кварц, полевые шпаты</i>	Кварц-флюоритовый

фактический материал позволяет судить о том, что Широкинская впадина асимметрична и что наиболее погружена юго-восточная часть этой структуры. Не исключено, что она имеет сложное блоковое строение, отмеченное еще В. С. Кормилициным и А. А. Ивановой (1968), и может в действительности представлять собой сложную грабенообразную структуру.

Широкинская золото-свинцово-цинковая рудная зона, по данным М. Р. Дудина, Н. Н. Морозовой, В. В. Грибанова (1963), контролируется серией тектонических нарушений северо-западного и субширотного направлений общей протяженностью около 5 км. При этом юго-восточный фланг зоны находится в участке наибольшего погружения впадины, а северо-западный — на ее северо-западном крыле. Руды прожилково-вкрапленные и вкрапленные нередко имеют брекчиевую и колломорфную текстуры. Соотношение свинца и цинка по средним содержаниям этих компонентов и запасов руд примерно 2 : 1; серебра — сотни граммов на тонну; меди, сурьмы и мышьяка — десятые доли процента. Обращает на себя внимание повышенная таллиеносность колломорфных пиритов. Содержание висмута, индия, кадмия, селена, теллура в основных минералах-носителях незначительное.

В пределах рудной зоны по минеральному составу, сведения о котором приведены в табл. 7, выделяется несколько типов руд, которые разобщены в пространстве. В центре и на северо-западном фланге зоны проявлены кварц-полиметаллические и карбонат-полиметаллические руды, на юго-востоке — медистые серноколчеданные руды. Ведущими минералами первых двух типов руд являются галенит и сфалерит, в третьем — пирит, блеклая руда, халькопирит, золото самородное (высокое содержание) и повышенные концентрации серебра (тысячи граммов на тонну). К последнему типу руд относятся также все известные находки арсенопирита, который в целом для месторождений нехарактерен.

Согласно Н. Н. Морозовой, в медисто-серноколчеданных рудах присутствуют (%): пирит 54,0; блеклая руда 5,8; халькопирит 4,5; в кварц-полиметаллических рудах центральной части месторождения соответственно 6,5; 0,5; 0,5; а в карбонатно-полиметаллических на северо-западе — 1,1; 0,3; 0,05. Отношение свинца к цинку (%), подсчитанное по нескольким разведочным продольным сечениям с северо-запада на юго-восток, не остается постоянным: на северо-западе 1,6, в центре 2,2 и на юго-восточном фланге 1,5. При этом сами концентрации свинца и цинка по направлению к флангам значительно снижаются. Все отмеченные изменения в составе руд с северо-запада на юго-восток установлены в интервале около 2 км.

Лугинское золото-свинцово-цинковое месторождение располагается в северо-восточной части Широкинской впадины. Оруденелая зона по простиранию прослежена на 2,5 км. При этом юго-восточная ее часть приходится на участок наибольшего погружения синклинали. Отношение свинца к цинку в целом для всего месторождения, подсчитанное по основным рудным телам, — 2—2,5. Содержание золота, по имеющимся данным, весьма невыдержанное и составляет в обогащенных участках единицы и десятки граммов на тонну, серебра — десятки граммов на тонну.

На Лугинском месторождении, как и в Широкинской зоне, по данным М. А. Чесноковой, четко проявлена смена одних типов руд с северо-запада на юго-восток. Рассмотрим изменение вещественного состава руд и содержаний

основных полезных компонентов в главных рудных телах месторождения с северо-запада на юго-восток. Рудное тело 1 (северо-западный фланг месторождения) сложено галенитом, сфалеритом, кварцем, карбонатами; пирит, халькопирит, арсенопирит, блеклая руда играют в нем резко подчиненную роль. Соотношение свинца и цинка составляет в целом 3 : 1; руды не золотосны.

Рудное тело 2 приурочено к центральному и частично к юго-восточному флангу месторождения. Главные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит; меньшим распространением пользуются арсенопирит, блеклая руда, висмутин, золото самородное, пирротин. Отношение свинца к цинку в северо-западной части жилы 1,5. Содержание золота в этой части жилы 0,5 г/т, серебра 20 г/т. В юго-восточной части жилы содержание золота составляет в среднем 10 г/т, серебра 15 г/т.

Рудное тело 3 располагается в северо-западной и центральной частях месторождения. Главные минералы — галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит. Менее распространены халькопирит, висмутин. Отношение свинца к цинку 3 : 1, золото отмечается лишь в юго-восточной части рудного тела (7,6 г/т), серебро — 18,9 г/т. Рудное тело 5 расположено на юго-восточном фланге месторождения. Главные минералы — пирит, арсенопирит. Руды характеризуются повышенной золотоносностью (среднее 5,5 г/т) и низкими содержаниями свинца (0,06%), цинка (0,02%) и серебра (6,8 г/т). Таким образом, на этом месторождении наблюдается четкая смена свинцово-цинкового оруденения, развитого на северо-западе и в центре месторождения, золотым, мышьяковым и в какой-то мере медным оруденением на юго-востоке. В этом же направлении в рудах увеличивается роль пирита.

Кочковское золоторудное месторождение расположено в ядре синклинальной складки, сложеной верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями. На участке месторождения вскрыта серия рудных тел протяженностью около 2 км. Оруденение прожилково-вкрапленное и вкрапленное. Представлено антимонитом, реальгаром; менее распространены — арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, еще реже встречаются шеелит, буланжерит. Содержание золота в обогащенных золотом рудах колеблется от 1 до 20 г/т (в среднем 5,3 г/т); свинца — от 0,8 до 3—7%.

Кроме кратко охарактеризованных золоторудных и золото-полиметаллических месторождений, на рассматриваемой площади Широкинского рудного поля установлено большое количество, как правило, весьма слабо изученных проявлений свинцово-цинковой и золоторудной минерализации (Рыбаковское, Широкинское, Черемховское, Кайнаровское, Арбунское, Южное и др.). Все они приурочены к Широкинскому прогибу и залегают в туфогенно- и эффузивно-осадочных отложениях верхней юры. Контролируются северо-западными, достаточно протяженными и мощными зонами дробления. В отдельных участках этих зон установлено наличие галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита, халькопирита, блеклых руд, самородного золота и т. д. Главными жильными минералами являются кварц и карбонаты. Несмотря на отрывочность сведений о распределении рудной минерализации в этих рудопроявлениях, можно отметить, что повышенная золотоносность (до десятков граммов на тонну), так же как и в пределах Широкинской рудной зоны и Лугиинского месторождения, как правило, характерна для участков, тяготеющих к юго-восточной

наиболее погруженной части прогиба (рудопроявления — Рыбаковское, Черемховское, Южный участок).

За пределами Широкинской верхнемезозойской впадины, непосредственно по периферии Широкинского рудного поля (см. рис. 24), уже среди песчано-сланцевых отложений нижней — средней юры известны отдельные проявления антимонит-кварцевой минерализации (Тимошинское и Фаддеевское рудопроявления).

Таким образом, Широкинское рудное поле в основной его части приурочено к участку мезозойского прогиба, характеризующемуся наиболее полным разрезом юрских отложений (нижняя, средняя и верхняя юра) и наибольшей мощностью этих осадков. Состав руд (в основном) — свинец, цинк, золото, серебро, а также сурьма и медь. При этом последние четыре компонента характерны для наиболее погруженной юго-восточной части рудного поля.

Месторождения и рудопроявления, развитые на юго-западе (Тайнинское, Промежуточное, Крестовское, Ильдиканское, Балашихинский, Качатовский, Блииниковский, Кулиндинский, Средне-Кулиндинский прииски, Дубровинское), а также на северо-востоке района (Бушулинское, Сосновское, Кулиндинское), расположены в пределах участков депрессии, выполненных нижне-среднеюрскими осадками и небольшими выходами пород палеозоя. Это менее погруженные блоки рассматриваемой депрессии. В них развита галенит-сфалеритовая минерализация с пиритом, иногда арсенопиритом, с явным преобладанием для большинства из перечисленных объектов цинка над свинцом. Отношения свинца к цинку составляют в Ильдиканском месторождении 1 : 1,5; в Крестовском — 1 : 10; в Тайнинском — в основном окисленные минералы цинка; в Промежуточном — 1 : 16 (Смирнов, 1961).

Приводя характеристику рудоносности переходной зоны от Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии к Газимуро-Кукульбейскому поднятию, отметим, что развитые здесь немногочисленные рудопроявления, залегающие в карбонатно-сланцевых нижнепалеозойских отложениях, в прорывающих их гранитоидах и околотрузивных роговиках, представлены кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, арсенопиритом и турмалином, реже — галенитом, сфалеритом, висмутовыми минералами (рудопроявления верхней пади Магдаган, пади Ушмун, горы Сестрички, западной террасы Ушмунского гольца) и флюоритом (рудопроявления верховьев пади Кулинда). Изменения вмещающих пород представлены чаще всего окварцеванием и турмалинизацией. Далее на северо-запад внутрь Газимуро-Кукульбейского поднятия проявлено флюоритовое оруденение (Ягодное и другие рудопроявления), а еще далее, уже за пределами рассматриваемой территории, развита редкометальная минерализация.

В краевой части Кутомарского поднятия в зоне перехода развиты рудопроявления Аркинского и Мистуринского участков. Это кварцевые жилы с арсенопиритом, турмалином, галенитом, сфалеритом, висмутовыми минералами, самородным видимым золотом и т. д. В этой же зоне перехода развита также шеелитовая с молибденитом минерализация в палеозойских скарнах (месторождение Восточное, Малый Медный Чайник и др.).

В еще большем удалении от депрессии распространена флюоритовая минерализация (Солонечное месторождение и др.).

Приведенная характеристика Широкинско-Газимуро-Заводского рудного района может быть дополнена данными металлометрических исследований, заимствованных из работ И. Н. Тихомирова, В. П. Евсева, а также из материалов Тайнинской и Ушмунской геофизических партий и Газимурской геолого-разведочной экспедиции. В общем можно отметить, что в пределах мезозойской депрессии наиболее типичны ореолы свинца и цинка, тогда как для поднятий и переходных зон характерны фтор, акцессорный бериллий, олово и вольфрам.

Таким образом, в пространственном размещении как металлов, так и типов их месторождений в пределах рассмотренной территории наблюдается четкая закономерность, которая выражается в проявлении золоторудного, полиметаллического, золото-полиметаллического и сурьмяного оруденения в мезозойском прогибе, а редкометального (оловянного, вольфрамового и т. д.) и флюоритового — в поднятиях и их краевых частях. При этом для олова, вольфрама и других редких металлов следует подчеркнуть тесную пространственную связь с выходами мезозойских интрузий. В переходных зонах нередко отмечается смешанный тип оруденения. Если для прогиба характерна кварц-карбонатно-сульфидно-сульфосольная минерализация, то для поднятий — кварцевый, кварц-турмалин-сульфидный и грейзеновый типы рудопроявлений. Необходимо также отметить, что для участков, испытывавших наиболее длительное устойчивое и интенсивное погружение (Широкинская верхнемезозойская впадина), характерна повышенная золотоносность.

Отмеченной рудной зональности соответствует закономерная смена состава мезозойских изверженных пород (см. рис. 25). Она проявляется в развитии более кислых их разновидностей в поднятиях (граниты Ботовского массива) и переходных зонах (граниты и гранодиориты Ушмунского, Лугининского и других массивов) и более основных в депрессиях (порфириты и базальты Широкинской верхнеюрской впадины и меловых депрессий в юго-западной части района).

Зональное размещение различных типов минерализации уже отмечалось в литературе, но только непосредственно для Широкинского рудного поля. В. С. Кормилицин и А. А. Иванова (1968), М. Р. Дудин, Н. Н. Морозова, Б. В. Грибанов (1963) и М. А. Чеснокова, установив смену полиметаллических руд северо-западных флангов Широкинской рудной зоны, Лугининского, Рыбавского и других месторождений на золото-медно-серноколчеданные на юго-востоке, объясняли это влиянием массивов мезозойских гранодиоритов, обнажающихся в данной части рудного поля.

Исходя из указанных общих закономерностей зонального размещения руд и магматических пород для всего района в целом, можно полагать, что отмеченная этими исследователями зональность является частью общей региональной зональности. Если влияние выходов мезозойских магматических пород для локализации руд олова и вольфрама имеет первостепенное значение при сохранении общего тектонического контроля для всей зоны распространения этого типа минерализации в целом в пределах поднятия, то для зонального размещения полиметаллических и золоторудных месторождений связи со штоками магматических пород, как правило, не наблюдается. Это видно хотя бы из того, что точки полиметаллической и золоторудной минерализации вытягиваются параллельно контактам поднятий и депрессий. Такая зональность закономерно связана с определенными крупными тектоническими элементами района (поднятия, впадины, переходные зоны).

## Кадаинско-Покровский район (XIII)

На территории рассматриваемого района наиболее широким распространением пользуются свинцово-цинковые и мышьяковые месторождения. Кроме того, здесь известны проявления баритовой, барит-антимонитовой, киноварной и золоторудной минерализации.

В тектоническом отношении рассматриваемый район в целом приурочен к Приаргунской мезозойской депрессии (рис. 26), которая в пределах рассматриваемой территории неоднородна. В ее составе можно выделить следующие структурные элементы: Кадаинский блок, занимающий всю центральную часть района, Явленско-Смирновский блок, Чашино-Калганскую мульду, их разделяющую, и серию верхнемезозойских впадин по р. Аргуни, обрамляющих Кадаинский блок с востока, юга и юго-востока. На западе, уже за пределами рассматриваемой схемы, Приаргунская депрессия ограничивается Кутомарским поднятием.

В геологическом строении района принимают участие осадочно-метаморфические образования нижнего палеозоя, осадочные породы нижней и средней юры, вулканогенно-обломочные отложения верхнеюрского и нижнемелового возраста, а также изверженные породы домезозойского и мезозойского времени (см. рис. 26). Пространственное размещение перечисленных пород определяется особенностями тектонического строения района и показано на геологической схеме.

Кадаинский поднятый блок в основном сложен палеозойскими гранитоидами, а по периферии как бы окаймляется нижнепалеозойскими карбонатно-сланцевыми отложениями, которые также встречаются внутри поднятия в виде различного размера ксенолитов. В пределах окружающих этот блок впадин распространены как нижнепалеозойские карбонатно-сланцевые породы и палеозойские гранитоиды, так и перекрывающие их верхнемезозойские отложения, пользующиеся здесь наибольшим распространением. При этом в пределах Приаргунской депрессии можно выделить две части: юго-восточную (Чашино-Калганская мульда), в которой сохранились нижнепалеозойские карбонатные породы и широко распространены юрские и нижнемеловые отложения, и северо-западную (Явленско-Смирновский блок), где осадочные отложения мезозоя и палеозоя пользуются ограниченным распространением, что может свидетельствовать о большей приподнятости этой половины депрессии.

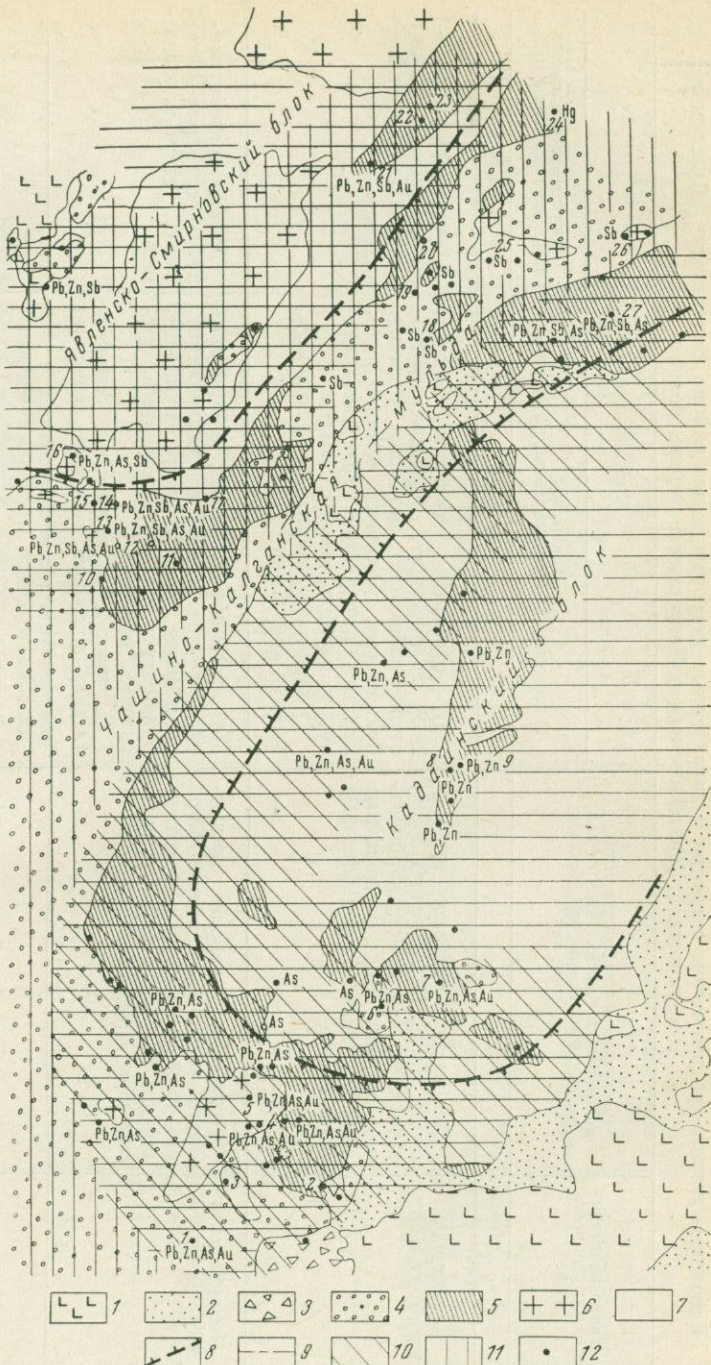
К мезозойским интрузивным образованиям на изученной территории относятся крупные массивы, развитые в западной и северо-западной частях района (Смирновский шток и Оргуновский массив), в юго-восточной (Запокровский массив), а также целый ряд мелких штокообразных тел, расположенных в северо-западной части территории. Основной разновидностью, слагающей наиболее крупные Смирновский и Оргуновский массивы, являются гранодиориты, переходящие участками в граносиениты, сиенит-диориты, габбро и монцониты. Запокровский шток сложен гранодиоритами, переходящими в центральных частях массива в граниты.

С разновозрастными магматическими образованиями в районе ассоциировано проявление различной послемагматической минерализации. С варисскими гранитоидами принято связывать скарново-магнетитовое оруденение (район Арбуканского месторождения и т. д.). Возрастная принадлежность

Рис. 26. Геолого-геохимическая схема Кадаинско-Покровского района. Геологическая основа по С. С. Смирнову, В. Н. Козеренко, А. Ф. Мушникову, И. Р. Заворотных; Г. В. Митич, В. Н. Куземко, М. И. Стецюк; Н. С. Горшкову, О. П. Поляковой, В. Л. Литвинову, М. И. Химка и др.

1 — базальты, андезитобазальты мезо-кайнозой (?); 2 — конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники и эффузивы нижнего мела; 3 — конгломераты, туфопесчаники, туфобрекчия верхней юры; 4 — песчаники, гравеллиты, древесняники нижней — средней юры; 5 — сланцы, известняки, доломиты нижнего палеозоя; 6 — мезозойские интрузии (граниты, градиориты, диориты, граносиениты, диоритосиениты, габбро-монзониты); 7 — палеозойские гранитоиды; 8 — примерная граница раздела поднятых и опущенных мезозойских блоков.

Площади преимущественного развития минерализации: 9 — свинцово-цинковой; 10 — мышьяковой и золотой; 11 — сурьмяной; 12 — месторождения и рудопроявления (цифры на карте): 1 — Заргольское; 2 — Волчья Гора; 3 — Октябрьское; 4 — Гурулевское; 5 — Запокровское; 6 — Покровское; 7 — Ируновское; 8 — Шахардарское; 9 — Кадаинское; 10 — Иракинское; 11 — Майское; 12 — Смежное; 13 — Каразаргинское; 14 — Явленское; 15 — Западно-Явленское; 16 — Иван-гора; 17 — Качильское; 18 — Савкина; 19 — Чапшинское; 20 — Савкина 1-2; 21 — Смирновское; 22 — Арубуканское; 23 — Второ-Арубуканское; 24 — Ильдиканское; 25 — Макерская; 26 — Баритовое; 27 — Михайловское. Индексы элементов указывают ведущие компоненты руд



Некоторые геолого-геохимические сведения о характерных месторождениях района Кадаинского, Явленского, Смирновского, Михайловского и Покровского рудных полей

Название месторождения (рудопоявления)	Геологическая характеристика: положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Кадаинское месторождение	Депрессия, наиболее приподнятая часть (Кадаинский блок, в 10 км от его края); карбонатные породы $Pz_1$ , изверженные породы; жилы, штокообразные тела, гнезда	1) сфалерит, галенит, пирит; 2—3) халькопирит, пирротин, арсенопирит, касситерит, марказит, станнит, буланжерит, геокронит, блеклая руда, прустит, пираргирит, аргентит, самородное серебро, тиллит, гематит 1) <i>карбонаты, кварц</i> ; 2—3) <i>серицит, хлорит, турмалин</i>	Арсенопирит-пиритовый, сфалерит-галенит-анкеритовый, кварц-кальцитовый
Запокровское месторождение	Депрессия, наиболее приподнятая часть (Кадаинский блок, его краевая зона); карбонатные породы $Pz_1$ , терригенные отложения юры; трубообразные тела	1) арсенопирит, пирит; 2—3) сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, молибденит, блеклая руда, бурнонит, буланжерит, висмут самородный, касситерит, магнетит 1) <i>кварц</i> ; 2—3) <i>карбонаты, серицит, хлорит, турмалин, скарновые минералы</i>	Арсенопирит-пиритовый, сфалерит-галенитовый, кварц-карбонатный
Покровское месторождение	Депрессия, наиболее приподнятая часть (Кадаинский блок, его краевая зона); карбонатно-сланцевые породы $Pz_1$ , терригенные отложения юры; жилообразные тела	1) пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит; 2) пирротин, магнетит, мельниковит; 3) халькопирит, блеклая руда, буланжерит, станнин, киноварь, бурнонит, лёлленгит, самородное серебро, висмут, золото, молибденит, энаргит, кубанит, валлериит 1) <i>кварц, карбонаты</i> ; 2—3) <i>серицит, хлорит, турмалин, флюорит, скарновые минералы</i>	Арсенопирит-пиритовый, пирротинный, галенит-сфалеритовый, карбонатный

<p>Михайловское месторождение</p>	<p>Депрессия, наиболее приподнятая часть (Кадаинский блок, его краевая зона); карбонатно-сланцевые породы Pz<sub>1</sub>; пластообразные, жилообразные, трубообразные тела</p>	<p>1) марказит, пирит, сфалерит, галенит; 2) арсенопирит, буланжерит, халькопирит, станнин, пирротин; 3) антимонит, плагионит. маухерит, бурнонит 1) <i>кварц, карбонаты</i></p>	<p>Пирит-арсенопиритовый, сфалерит-галенитовый, сульфосольный, кварц-карбонатны <i>і</i></p>
<p>Смирновское месторождение</p>	<p>Депрессия; карбонатные породы Pz<sub>1</sub>; зоны дробления трубо- гнездообразные тела</p>	<p>1) сфалерит, пирит, галенит, арсенопирит, геокронит, джемсонит, буланжерит; 2—3) пирротин, касситерит, франкеит, станнин, цилиндрин, халькопирит, тиллит, тетраэдрит, пираргирит, канфильдит, аргеродит 1) <i>карбонаты</i>; 2—3) <i>кварц, хлорит, серицит, турмалин</i></p>	<p>Кварц-пирит-касситеритовый, сфалерит-галенитовый, карбонатно-сульфосольный</p>
<p>Каразаргинское месторождение</p>	<p>Депрессии; карбонатно-сланцевые породы Pz<sub>1</sub>; трубообразные тела</p>	<p>1) Пирит, сфалерит, галенит; 2) арсенопирит, халькопирит, буланжерит, бурнонит, тетраэдрит; 3) станнин, геокронит, серебро самородное, касситерит, пираргирит 1) <i>карбонаты, кварц</i>; 2—3) <i>серицит, турмалин</i></p>	<p>Кварц-пирит-арсенопиритовый, карбонатно-сфалерит-галенитовый, кварц-карбонатный</p>
<p>Чашинское рудопроявление, участки Барит 1, 2, падь Макерская, Савкина и др.</p>	<p>Депрессия, наиболее погруженная часть (Чашино-Калганской мульда); песчаники, конгломераты J<sub>1-2</sub>; зоны дробления, жилы</p>	<p>1—3) антимонит, галенит, пирит 1) <i>барит, кварц</i></p>	<p>Кварц-барит-антимонитовый</p>
<p>Ильдижанское месторождение</p>	<p>Депрессия, краевая часть Чашино-Калганской мульды; карбонатно-сланцевые породы Pz<sub>1</sub>, роговики, гранитоиды; жилы</p>	<p>1) пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, киноварь, магнетит; 2—3) блеклая руда, бурнонит, халькопирит, пирротин, марказит, аргентит 1) <i>кварц</i>; 2) <i>карбонаты</i></p>	

незначительных скарновых проявлений с молибденитом и шеелитом неясна. Широко проявленная в районе свинцово-цинковая, мышьяковая, а также висмутовая, антимонит-баритовая, золоторудная и флюоритовая минерализация связывается с верхнемезозойскими магматическими образованиями.

Характеристика геологического строения и вещественного состава основных месторождений района, по данным С. С. Смирнова (1961), О. П. Поляковой (1963), И. Р. Заворотных, В. Н. Титова (1963), Н. А. Читаевой (1963), Н. Н. Трофимова и др. (1963) и других исследователей, приведена в табл. 8.

В дополнение к сведениям, приведенным в табл. 8, рассмотрим соотношения основных компонентов в рудах перечисленных месторождений, а также дадим краткую характеристику некоторых других месторождений и рудопроявлений района, не помещенных в таблице. Сначала остановимся на месторождениях Кадаинского приподнятого блока: от центральной его части (Кадаинское месторождение) к периферии (Запокровское, Покровское, Михайловское месторождения), затем перейдем к месторождениям собственно Приаргунской депрессии, вначале в ее менее опущенной части (Смирновское, Карзаргинское), а затем в более погруженной (Чашинское и другие рудопроявления, Ильдиқанское месторождение).

Соотношение свинца и цинка в рудах Кадаинского месторождения составляет 1 : 1,5—1 : 2 (по данным соотношений средних содержаний и запасов). Отметим, что сульфосоли в рудах Кадаинского месторождения устанавливаются только под микроскопом.

Западнее Кадаинского месторождения (в 1 км) располагается Шахардарское месторождение, руды которого весьма близки к кадаинским. Близки по составу и руды Южного (Аномалия 1) и Западного участков. Причем на Западном участке отмечаются случаи присутствия молибденита. Руды Северного участка, расположенного в 0,5—1,2 км от Кадаи, т. е. ближе к краевой части Кадаинского блока, характеризуются более высоким содержанием сульфосолей свинца. Ведущими минералами в них являются пирит и сфалерит при подчиненной роли галенита.

В рудах Запокровского месторождения сфалерит, по данным И. И. Костромина, количественно преобладает над галенитом.

Соотношение свинца и цинка в Покровском месторождении, по данным А. И. Кулагашева и А. И. Ступиной, близко к 1 : 1—1 : 1,5. Содержание золота в его рудах невысокое (0,6—0,7 г/т), серебра 97—103 г/т.

Развитые на этой же территории южного окончания Кадаинского поднятого блока, не отмеченные в табл. 8 мышьяковые и золото-мышьяково-полиметаллические рудопроявления (Гурулевское, Октябрьское, Заргольское, Ируновское) весьма сходны с Запокровским и Покровским месторождениями. Между собой они отличаются лишь количественным соотношением мышьякового, свинцово-цинкового и золотого оруденения. Мышьяк и золото преобладают в месторождениях, расположенных, как и Запокровское, непосредственно в краевой части Кадаинского поднятого блока (Гурулевское, Октябрьское и др.); свинец и цинк — в удалении от него (Ируновское). Следует подчеркнуть, что во всех месторождениях краевой части Кадаинского блока встречается видимый халькопирит, т. е. руды здесь относительно обогащены медью. Представляет также интерес тот факт, что в Ново-Гурулевском рудопроявлении, расположенном в 1 км на юго-запад от Гурулевского месторождения, по дан-

ным П. П. Костромина, наряду с галенитом, сфалеритом и другими сульфидами широким распространением пользуется буланжерит.

В Михайловском месторождении, расположенном в краевой части Кадаинского блока, сфалерит преобладает над галенитом (по данным С. С. Смирнова, ориентировочно по трем скважинам — сфалерита 7,62%, галенита 5,73%).

Отношение свинца к цинку в Смирновском месторождении, расположенном в погруженной части Приаргунской депрессии, в среднем близко к 1 : 3—1 : 5. Из других компонентов отметим повышенные концентрации олова, индия и сурьмы.

В Каразаргинском месторождении, занимающем сходное тектоническое положение, количества сфалерита, по данным Н. А. Читаевой (1963), в рудах составляет 10—15%, галенита 5—10%. По материалам А. И. Кулагашева, А. И. Ступиной, отношение свинца к цинку в этих рудах колеблется от 5 : 1 до 1 : 10.

В районе Каразаргинского месторождения известны проявления свинцово-цинковой минерализации сходного типа. К ним относятся Ново-Явленское, Третье-Каразаргинское, Иван-гора, Смежное и др. В рудах перечисленных месторождений установлены пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, буланжерит, бурнонит, блеклая руда, халькопирит, станнин, касситерит, сульфовисмутиты, тиллит. В некоторых из них цинк преобладает над свинцом (Старо-Покровское месторождение и др.).

В сходной геологической обстановке находится минерализация, встреченная к юго-западу от Явленской группы месторождений уже за пределами района (Калгуканская, Быркинская, Савва-Борзинская группа). По данным С. С. Смирнова, руды в значительной мере окислены и, по архивным данным, содержат галенит и сфалерит. Более подробно их минеральный состав не установлен.

В пределах Чашино-Калганской мульды развита кварц-барит-антимонитовая минерализация.

Помимо уже приведенных данных представляют интерес аналитические материалы по распространению в рудах и минералах месторождений рассматриваемого района золота. Так, по данным В. И. Красникова (1968), наиболее золотоносными в районе являются руды месторождений Каразаргинского (1—3 г/т), Ново-Явленского (3—6 г/т), Смирновского (1—3 г/т) и Ртутно-Ильдиканского (5 г/т). Имеются сведения о повышенной золотоносности месторождений Гурулевского, Октябрьского, Запокровского (жила Неожиданная). В остальных месторождениях содержание золота, как правило, значительно более низкое и лишь редко составляет около 1 г/т (Покровское, Кадаинское, Заргольское, Донинское, Старо-Покровское и др.). Таким образом, наиболее золотоносны относительно обогащенные сульфосолями, а также арсенопиритом, халькопиритом свинцово-цинковые руды, тяготеющие к краевым частям приподнятых и погруженных участков Приаргунской депрессии.

Кроме перечисленных выше основных месторождений свинца, цинка, мышьяка и других металлов на рассматриваемой территории известны отдельные весьма незначительные проявления флюорита, молибденита, золота, касситерита, шеелита и т. д. Это либо небольшие коренные рудопоявления, либо находки в шлихах и вторичных ореолах рассеяния.

Проявления флюоритовой минерализации в районе весьма немногочисленны. Незначительные находки флюорита установлены в пределах краевых

частей Кадаинского поднятого блока (район месторождений Михайловского и Покровского). К югу от Запокровского месторождения в делювии установлена сурьма (сотые доли процента). На северной окраине Кадаинского поля в делювии обнаружен мышьяк (десятые доли процента). В пределах Кадаинского поднятого блока в делювии отмечено наличие бериллия (тысячные доли процента) и имеются одиночные находки вольфрама. Находки молибденита также единичны и встречаются в пределах всего района. Касситерит, шеелит отмечаются в шлихах в Кадаинском блоке и в непосредственном его обрамлении. В районе Явленского и Смирновского рудных полей широко проявлены ореолы мышьяка, а к северу от них, в сторону Кутомарского поднятия, — ореолы вольфрама; по данным С. С. Смирнова (1961), в Покровском месторождении установлена киноварь.

Таковы основные данные о размещении рудной минерализации в пределах рассматриваемой территории.

Переходя к характеристике закономерностей пространственного распределения эндогенных образований рассматриваемого района в целом, отметим следующее. В. Н. Куземко, В. Ф. Корнилов, В. Л. Литвинов, рассматривая пространственное распределение различных типов мезозойского оруденения, отмечали избирательную приуроченность баритовой и антимонит-баритовой минерализации к выходам ниже-среднеюрских пород, а полиметаллического — к окружающим их территориям, сложенным в основном палеозойскими породами. Такая территориальная разобщенность указанных месторождений этими исследователями связывалась в первую очередь с различной глубиной и температурой рудообразования. Исследователями, изучавшими отдельные месторождения и рудные поля, Н. А. Читаевой (1963), О. П. Поляковой (1963), Н. Н. Трофимовым и др. (1963), Е. И. Филатовым и другими, решающая роль в пространственном и количественном размещении различных металлов и их минералов отводилась локальным факторам времени открытия трещин и проявления тех или иных стадий минералообразования. Значительная роль при объяснении особенностей вещественного состава тех или иных месторождений также отводилась влиянию состава вмещающих пород.

Проведенное нами рассмотрение особенностей размещения эндогенных месторождений на фоне основных тектонических элементов района дает возможность по-иному подойти к решению этого вопроса. Каждой из выделенных структур свойственна своя металлоносность. Свинцово-цинковая минерализация, имеющая распространение на всей рассматриваемой территории, в пределах Кадаинского поднятого блока представлена галенит-сфалерит-мышьяковистыми рудами, причем роль мышьяка резко возрастает в месторождениях, приуроченных к краевым частям поднятия (Запокровское, Гурулевское, Покровское, Октябрьское и др.). Здесь же нередко отмечаются повышенная висмутоносность, меденосность и золотоносность руд. Отношение свинца к цинку в пределах центральной части этого поднятия близко к единице и уменьшается в рудах по мере приближения к его краям. К этим же краевым частям приурочены единичные находки флюорита. В пределах остальной территории Приаргунской депрессии проявлено сфалерит-галенитовое оруденение, обогащенное сульфосолями. Отношение свинца к цинку в рудах этих месторождений свидетельствует о явной обогащенности их сфалеритом (Смирновское и другие месторождения). Обогащены они и золотом (Ново-Явленское,

Каразаргинское, Смирновское месторождения и др.). В местах, непосредственно примыкающих к наиболее опущенным участкам, в ряде случаев наблюдается обогащенность руд киноварью (Ильдижанское и др.). На территории Чашино-Калганской мульды проявлена кварц-барит-антимонитовая и кварц-баритовая минерализация. Необходимо подчеркнуть, что резкие границы между перечисленными типами месторождений отсутствуют. Нередко удается наблюдать постепенную смену состава руд по мере перехода от одного типа тектонических структур к другому. Вместе с тем геохимическая индивидуальность выделенных структур весьма отчетлива.

Размещение мезозойских изверженных пород в пределах района, несмотря на спорность некоторых возрастных подразделений, также подчиняется определенной закономерности: Кадаинскому блоку соответствуют умеренно кислые гранитоиды с переходами по периферии к средним разностям (до гранодиоритов—диоритов) — Запокровский шток; опущенным участкам — более основные разности (от граносиенитов—гранодиоритов до габбро и габбро-монцитов) — Оргуновский, Смирновский штоки. Непосредственно в пределах самих верхне-мезозойских депрессий проявлены андезит-базальты и базальты.

Таким образом, для района в целом устанавливается четкая рудно-магматическая зональность (см. рис. 26), происхождение которой обусловлено спецификой истории тектонического развития конкретных его участков.

### Балейский район (VII)

Балейский рудный район — один из интереснейших золоторудных центров Восточного Забайкалья. Кроме золота в непосредственно примыкающих к району площадях проявлена свинцово-цинковая, молибденовая, висмутовая, вольфрамовая, сурьмяная, ртутная и флюоритовая минерализация.

Рассматриваемый район охватывает юго-западную оконечность Ундино-Даинской мезозойской депрессии и примыкающие к ней с севера и юга участки Борщовочного и Газимуро-Кукульбейского поднятий (см. рис. 12, 27).

Ундино-Даинская депрессия занимает обширную площадь и протягивается далеко на восток Балейского рудного района. На западе в пределах рудного района она отчленяется от сходной с ней Ононо-Даинской депрессии выступом палеозойских метаморфических пород. Северная граница депрессии проходит вдоль крупной тектонической зоны Борщовочного разлома, по которому отложения, выполняющие депрессию, соприкасаются с гранитами Борщовочного хребта. С юга она ограничена Петровским хребтом (Газимуро-Кукульбейское поднятие). Эта обширная депрессия выполнена в основном юрскими вулканогенно-осадочными образованиями (эффузивами, сланцами и др.), мощность которых, согласно данным В. Д. Любалина и Ю. И. Симонова, составляет 1200—1500 м. В пределах Ундино-Даинской депрессии, вдоль ее северо-западного борта, располагается ряд более мелких впадин (грабенов), заполненных верхнеюрскими — нижнемеловыми песчано-конгломератовыми отложениями. Одна из таких впадин (Балейский грабен) представляет собой один из главных тектонических элементов рассматриваемого рудного района. Ширина его с севера на юг около 4,5 км, с запада на восток приблизительно 8,5 км, видимая глубина достигает 900—1000 м.

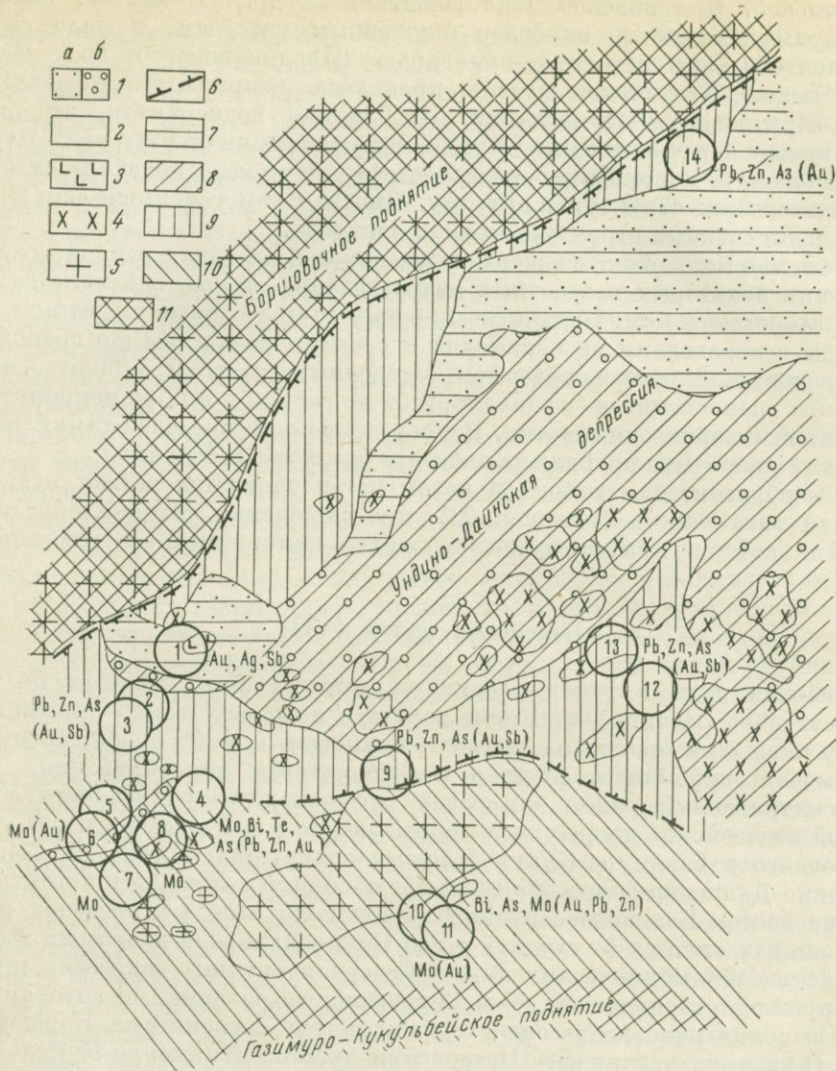


Рис. 27. Геолого-геохимическая схема БалеЙского района. Геологическая основа по Н. В. Петровской, П. С. Бернштейну, И. М. Адельсону, А. В. Шуряеву, В. Д. Любалину, Ю. П. Симонову, С. С. Красинцу, В. Л. Фишеру, В. Г. Хомичу, С. В. Челогову и др.

1 — Ундино-Дайнская депрессия: а) верхняя юра — нижний мел; б) верхняя юра; 2 — палеозойское обрамление депрессии; 3 — базальты мезозоя; 4 — диориты, кварцевые диориты мезозоя; 5 — граниты развития минерализации; 6 — примерная граница раздела мезозойских поднятий и депрессий; 7 — золото-серебряно-сульфосольной; 8 — золото-сурьмяно-ртутной (медь, свинец, цинк, мышьяк); 9 — свинцово-цинково-мышьяковой (сурьма, золото) с флюоритом; 10 — молибденовой и висмут-теллуровой (золото, мышьяк, свинец, цинк) с турмалином; 11 — вольфрам-оловянной. Месторождения и рудопроявления (цифры в кружках на карте): 1 — БалеЙское, 2 — Сосновское, 3 — Майское, 4 — Голготайское, 5 — Васильевское, 6 — Новое, 7 — Лотошное, 8 — Дутурульское, 9 — Андришинское, 10 — Петровское, 11 — Верхне-Голготайское, 12 — Глазгинское, 13 — Черно-Зипунихинское, 14 — Казаковское. Индексы элементов без скобок указывают ведущие компоненты руд, в скобках — второстепенные

Рудную минерализацию района рассмотрим в следующем порядке. Сначала охарактеризуем по данным Н. В. Петровской, П. С. Бернштейна, М. Г. Андреевой, В. И. Лозовского, С. В. Чеглокова, В. Г. Хомича, И. М. Адельсона и других рудоносность в пределах Балейского грабена, затем приведем материалы по месторождениям переходной зоны от депрессии к поднятиям и в конце — для самих поднятий (табл. 9).

Балейская впадина представляет собой верхнемезозойский конседиментационный грабен, выполненный в основании порфиритами, туффитами, лавобрекчиями, выше которых залегают конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты.

Фундамент грабена имеет асимметричное ступенчатое строение. Наиболее погружены его западная и центральная части (глубина 700—1000 м), наименее — восточная (400—500 м). При этом северный борт впадины характеризуется гораздо более резким перепадом высот по сравнению с южным. Именно к этой наиболее погруженной части и приурочена основная промышленная минерализация Балейского рудного поля, краткие сведения о которой приведены в табл. 9.

К приведенным данным следует добавить, что минерализация этого типа представлена халцедоновидным и мелкозернистым кварцем, главным образом полосчатого, пластинчатого и массивного строения, составляющим основную массу жильного выполнения. Существенную роль играют карбонаты, каолинит, гидрослюда, иногда слагающие более 20% жильной массы, присутствуют адуляр и очень незначительное количество сульфидов. Золото находится в очень тонкодисперсном состоянии и представлено серебристыми разностями. Характерной геохимической особенностью балейско-гасеевских руд является повышенная таллиеносность дисульфидов железа. По данным Н. А. Китаева, содержание его в пиритах достигает 1%.

Помимо этих месторождений в пределах грабена известен ряд мелких рудных проявлений. Согласно исследованиям Н. В. Петровской, М. Г. Андреевой, А. М. Гаврилова и др., а также В. Г. Хомича и С. В. Чеглокова, в удалении от Балейского рудного поля в пределах грабена, но ближе к его периферии развиты довольно многочисленные проявления халцедоновидного тонкозернистого кварца массивной и неяснополосчатой текстуры. Наряду с ними широко развит гребенчатый кварц, а каолинит и гидрослюда пользуются гораздо меньшим распространением. Характерным является увеличение роли сульфидов, среди которых следует выделить халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит; с другой стороны, количество сульфоантимонитов серебра, свинца и меди падает. Примером подобной минерализации могут служить Кокуйский участок, участок жилы 4—5 и т. д. Интересно отметить появление в этой полосе проявлений реалгара и аурипигмента и то, что антимонит-кварцевые образования распространены более или менее равномерно по всей площади грабена и нередко выходят за его пределы, залегая в породах его непосредственного обрамления.

Обрамление Балейского грабена представлено краевыми частями Борщовочного (на севере) и Газимуро-Кукульбейского (на юге) поднятий (см. рис. 27). В их строении главная роль принадлежит различным изверженным и осадочным породам палеозоя. Кроме того, к югу, в непосредственной близости от грабена известны небольшие изолированные выходы валунно-галечных

Некоторые геолого-геохимические сведения о характере

Название месторождения (рудопроявления)	Геологическая характеристика: положение в региональных структурах; 2) вмещающие породы; 3) морфология рудных тел
1	2
Балейское рудное поле	Депрессия, наиболее погруженная часть (Балейский грабен); песчано-глинистые и конгломератовые осадки верхнего мезозоя, гранитоиды; штокверки, жилы
Сосновское месторождение	Переходная зона от депрессии к поднятию; гранитоиды; жилы, прожилки
Майское месторождение	Переходная зона от депрессии к поднятию; гранитоиды; жилы
Голготайское месторождение	Краевая часть поднятия; гранитоиды; жилы, зоны дробления
Дутурульское месторождение; Лотошное, Студенческое рудопроявления	Поднятие; гранитоиды; жилы

отложений, песчаников и гравелитов, условно относимых И. М. Адельсоном, А. В. Шураевым и другими к среднеюрским образованиям. Среди гранитоидов в южной части района ведущая роль принадлежит варисским изверженным породам удинского комплекса, в северной — мезозойским гранитам борщовочного комплекса. Наряду с общепринятым представлением о верхнеюрском возрасте высказывались мнения в пользу их более древнего происхождения.

К югу от Балейской впадины, примерно в 5—6 км от нее, имеются выходы мезозойских гранитов, представленных резкопорфировидными биотит-роговообманковыми разновидностями. Непосредственно вблизи Балейского грабена широким распространением пользуются мезозойские изверженные породы более основного состава: монцонито-диориты, диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты и др. (см. рис. 27).

## ных месторождениях Балейского рудного района

Минеральный состав руд	
Минералы: 1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
3	4
1) самородное золото; 2—3) пирит, марказит, арсенопирит, пираргирит, мларгирит, тетраэдрит, бурнонит и другие сульфоантимониты меди, свинца, серебра; галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит 1) кварц, карбонаты, каолинит, гидрослюда; 2) адуляр	Кварцевый, кварц-пиритовый, золото-сульфосольный, кварц-карбонатный
1) арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит; 2—3) самородное золото, пирротин, халькопирит, блеклые руды, бурнонит, прустит, антимонит 1) кварц; 2) флюорит, карбонаты	Кварц-пирит-арсенопиритовый, золото-полиметалло-сульфосольный, кварц-карбонатный
1) арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит; 2—3) халькопирит, золото самородное, пирротин, марказит, самородное серебро, аргентит, джемсонит, буланжерит, блеклая руда, полибазит, молибденит, шеелит 1) кварц; 2) карбонаты, серицит, мусковит, альбит, адуляр, хлорит, актинолит, тремолит, турмалин	Кварц-пирит-арсенопиритовый, золото-полиметалло-сульфосольный, кварц-карбонатный
1—3) арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, пирротин, висмутин, тетрадимит, молибденит, самородное золото, блеклая руда, сульфосоли меди, свинца и серебра 1) кварц, турмалин; 2) карбонаты	Кварц-турмалиновый, пирит-арсенопиритовый, золото-теллури-висмутный, золото-полиметаллический
2) молибденит; 3) пирит, арсенопирит, халькопирит 1) кварц; 2) серицит, хлорит	Кварц-молибденитовый

Развитая в пределах обрамления грабена рудная минерализация характеризуется весьма пестрым составом. Здесь проявлены многочисленные месторождения и рудопроявления золота, полиметаллов, молибдена, вольфрама, висмута, сурьмы, ртути, флюорита. Часть из них охарактеризована в табл. 29. Из других отметим следующие. По данным М. Г. Андреевой, А. М. Гаврилова и других исследователей непосредственно в южном борту грабена развита минерализация участков жил 13, 17 и Талакновского участка. Минерализация Талакновского участка проявлена в ундинских гранодиоритах и представлена многочисленными жилами крупнозернистого — до мелкозернистого кварца брекчиевидного и брекчиевидно-полосчатого строения, содержащего обильную вкрапленность арсенопирита, пирита, при подчиненном, хотя и широком, развитии сфалерита, галенита, иногда халькопирита. В качестве второстепенных

жильных минералов содержатся карбонаты, серицит и хлорит. Кварц-сульфидные образования пересечены прожилками тонкозернистого и халцедоновидного кварца, содержащего антимонит или флюорит. В этих образованиях нередко встречается вкрапленность пирита и арсенопирита.

Минерализация участка жилы 17 приурочена к южному борту Балейского участка, захватывая породы, выполняющие грабен и ундинские граниты обрамления. Это серия зон окварцевания жил и прожилков, сложенных среднезернистым и шестоватым кварцем (80—85% жильного выполнения), карбонатами, хлоритом, серицитом. Содержание сульфидов в жилах составляет не менее 5%. Это арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Микроскопически установлены пирротин, марказит, булажерит, полибазит (?) и редкие находки блеклой руды и самородного золота. Изменения вмещающих пород выражены в гранодиоритах хлоритизацией, серицитизацией и карбонатизацией. Наряду с отмеченной кварц-сульфидной минерализацией, тяготеющей к южному флангу, на участке жилы 17, особенно в его северной части (в пределах грабена), весьма широким распространением пользуются зоны окварцевания, мощные жилы и прожилки, сложенные халцедоновидным и мелкозернистым кварцем, содержащим каолинит, гидрослюда, карбонаты, а также убогая тонкая вкрапленность сульфидов — пирита, марказита, еще реже арсенопирита. В отдельных участках отмечается антимонит, а местами флюорит. Образования, аналогичные охарактеризованным для участков Талакновского и жилы 17, проявлены в районе жилы 13 и других участках непосредственного южного обрамления Балейского грабена, на расстоянии первых сотен метров от его края. Золотоносность всех этих участков довольно низкая (следы — единицы граммов на тонну).

Далее на юг, в 1,5—2 км от борта Балейского грабена располагаются Майское и Сосновское месторождения (см. табл. 9, рис. 27), а также участки жил Пологой, Первой, Третьей, Тридцать второй, горы Березовой и др., характеризующиеся более широким развитием в рудах сульфидов или флюорита (гора Березовая, жила Обуховская и др.). Среди сульфидов ведущая роль принадлежит минералам свинца и цинка.

Флюоритовая минерализация представлена жилами и линзами халцедоновидного кварца с флюоритом, сульфидами и глинистыми минералами. Из сульфидов отмечены марказит, пирит, арсенопирит, а также вкрапленность антимонита и бертьерита. Вмещающие породы около кварц-флюоритовых жил серицитизированы, окварцованы и сульфидизированы.

Необходимо подчеркнуть, что для руд Майского и особенно Сосновского месторождений характерна высокая золотоносность, более низкая по сравнению с Балеем, но повышенная относительно рудопроявлений бортовой части (жила 17 и др.).

Основная масса золота, как и в других рассмотренных случаях, тесно ассоциирована с полиметаллическо-сульфосольной минерализацией.

Подобный же характер оруденения, по данным А. В. Шураева и И. М. Адельсона, имеет Андриюшкинское рудопроявление, расположенное к юго-востоку от рассматриваемой территории, примерно в 1 км от южного борта Ундино-Даинской депрессии.

Далее на юг от Балейского грабена, примерно в 6 км от его борта, расположено Голготайское золоторудное месторождение (см. табл. 9). На Голго-

тайском месторождении выделено три участка: центральный, западный и южный, несколько отличающиеся количественным проявлением минералов. Так, галенит, сфалерит и некоторые сопутствующие ему минералы на Южном участке проявлены менее широко. Следует подчеркнуть весьма высокую пробыность голготайского золота, что отличает его от золота балейского типа. Золото в голготайских рудах встречается с теллуру-висмутовой и полиметаллической ассоциациями. Сходная минерализация известна в рудопроявлениях Новое и других, расположенных недалеко от восточной оконечности Ононо-Даинской депрессии, а также в рудопроявлении Петровское — в 8 км от южного борта Удино-Даинской депрессии к востоку от рассматриваемой территории.

Южнее Голготайского месторождения расположены проявления кварц-молибденитовой минерализации, примером которой могут служить Дутурульское месторождение (см. табл. 9) и рудопроявление Лотошное, а на востоке — Студенческое и другие рудопроявления. Эта минерализация приурочена к площади распространения порфириовидных роговообманково-биотитовых мезозойских гранитов и представлена кварцевыми жилами с редкими включениями крупночешуйчатого молибденита. Спорадически встречается редкая вкрапленность пирита, арсенопирита, еще реже — халькопирита. Эти образования бедны золотом, которое наблюдается только в участках проявления сульфидов (халькопирита и др.). К этой же территории, по данным И. М. Адельсона и А. В. Шураева, приурочены незначительные ореолы рассеяния вольфрама.

Еще далее на юг (25—30 км), уже в центральной части Газимуро-Кукульбейского поднятия, расположены хорошо известные месторождения вольфрама (месторождения Белуха и Букука), опять-таки связанные с выходами мезозойских гранитоидов, а также золота с шеелитом (Фатимовское месторождение). Такова картина распределения рудной минерализации непосредственно к югу от Балейского грабена. Если обратимся к его западному и северному обрамлению, то видно, что там развита минерализация, сходная с минерализацией южного непосредственного обрамления грабена (Талакновский участок, жила 17 и др.). Здесь на расстоянии буквально первых сотен метров от борта грабена проявлены малосульфидные кварцевые жилы с антимонитом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и другими минералами. Примером является минерализация Новотроицкого участка, пади Монастырской, минерализация, проявленная непосредственно к северу от Балая, а также Налимихинский участок, в котором, кроме того, наблюдается флюорит.

К северу, уже в пределах Борщовочного поднятия известные проявления рудной минерализации весьма незначительны. Здесь имеются находки редкометальной (вольфрамитовой, шеелитовой, молибденитовой и др.) минерализации, связанной с пегматитами и грейзенами. Последние приурочены к мезозойским гранитоидам борщовочного комплекса.

Нами был охарактеризован участок территории в пределах довольно узкой меридиональной полосы (шириной около 25 км), проходящей через Балейское рудное поле. Если расширим рамки этой площади, то увидим в общем довольно близкую картину распределения рудной минерализации. Кварц-сульфосольная малосульфидная минерализация, часто с антимонитом и бергберитом, приурочена к депрессиям и их непосредственному обрамлению; причем для бортовых частей характерно появление киноварной (падь Степная и др.) и ферберит-антимонитовой минерализации (Ново-Ивановское рудное поле и др.).

В незначительном удалении от бортов депрессий известна золото-кварцевая и золото-турмалин-кварцевая минерализация с арсенопиритом, пиритом и с различным количеством халькопирита, галенита, сфалерита и других минералов (Казаковское, Черно-Зипунихинское месторождения).

В этой же зоне обрамления депрессий широко проявлена кварц-флюоритовая минерализация (Ононский, Куниканский, Куприяновский, Туровский и другие участки).

Впервые зональное размещение рудных месторождений в пределах Балейского рудного района было подмечено С. В. Чеглоковым и В. Г. Хомичем (1966). При рассмотрении Балейского грабена и его южного обрамления ими выделено три тектонических блока, характеризующихся различной рудной минерализацией. По их данным с севера на юг следуют: Центральный блок (Балейский грабен) — золото-серебро-сурьмяно-кальцит-кварцевая минерализация; Дутурульский блок — золото-сульфидно-полиметалло-кварцевая минерализация; Голготайский блок — золото-редкометалльно-турмалино-кварцевый. Признавая общепринятую точку зрения о наличии в районе разновозрастного, разноглубинного и разнотемпературного оруденения (Петровская, Бернштейн и др., 1961), эти авторы указывают на постепенную временную и температурную смену парагенезисов с юга на север от более ранних высокотемпературных и глубинных (юнокимерийских) к более поздним, низкотемпературным, близповерхностным — ларамийским. Наблюдаемая зональность различных блоков объясняется ими «дифференцированностью их геологического развития, и в частности с одновременным проявлением в них фаз максимальной тектонической активности, так и с первичной металлогенической специализацией приходящих к ним растворов» (Чеглоков, Хомич, 1966). Аналогичной точки зрения придерживаются Р. М. Константинов, И. Н. Томсон и др. (1967).

Мы вполне разделяем точку зрения С. В. Чеглокова и В. Г. Хомича о наличии зональности. Следует лишь отметить, что эта зональность имеет общее значение (для всего района в целом, а не только для его южной части). Ее тесная связь с границами основных тектонических подразделений района (Балейский грабен, Ундино-Даинская депрессия и т. д.) свидетельствует о том, что определяющим фактором следует признать тектонику. Кроме того, к рудной зональности необходимо добавить представление о зональном распределении магматических пород, что в районе также хорошо проявлено. На схеме (см. рис. 27) показана рудно-магматическая зональность всего Балейского района. Центральной, наиболее глубоко опущенной, части грабена свойственно золото-серебро-сульфидно-антимонитовая минерализация. При этом в связи с асимметричным строением грабена золото-серебро-сульфидно-антимонитовая минерализация распространяется на северный борт, тогда как к югу и западу наблюдается постепенная смена состава руд на малосульфидные. В них главную роль среди сульфидов играют арсенопирит и пирит, нередко встречаются повышенные количества антимонита, а в некоторых случаях реальгар, аурипигмент и киноварь. Причем последняя приурочена непосредственно к бортовой части грабена, захватывая его обрамление. Для всех этих зон характерно проявление базальтоидного и андезит-дацитового магматизма. Далее к югу роль сульфидной минерализации в составе руд резко возрастает. Наряду с арсенопиритом и пиритом в числе главных минералов мы видим сфалерит и галенит. Нередко в этой же зоне отмечаются крупные скопления флюорита. Следующая в сто-

рону поднятия зона характеризуется появлением в составе руд висмутовой, молибденовой и теллуровой минерализации. Количество сульфидов изменчиво, причем роль галенита и сфалерита падает. Оценивая золотоносность последних трех зон, следует подчеркнуть, что наиболее высокими концентрациями золота характеризуются третья и особенно вторая зоны; содержания золота в них значительно выше, чем в первой зоне, но гораздо ниже, чем в зоне золото-серебро-сульфосольной минерализации (см. рис. 27). Интересно, что во всех этих зонах по отношению к центральной содержание серебра в рудах снижается, а пробность золота возрастает. Для всех трех последних зон характерно проявление магматических пород пестрого умеренно кислого—среднего состава (диоритовые порфириды, монзонит-диориты, диориты и др.).

Далее на юг прослеживается зона, в которой основная роль принадлежит кварц-молибденовой минерализации. Содержание золота и сульфидов резко падает. Изверженные породы представлены умеренно кислыми гранитоидами (биотит-роговообманковыми гранитами). Юго-восточнее, уже за пределами района, следует выделить зону редкометальной минерализации (вольфрам и др.). Здесь следует подчеркнуть локализованность проявлений молибденовых и вольфрамовых месторождений вблизи выходов мезозойских гранитоидов.

К северу мы также наблюдаем зональную смену оруденения и магматизма, но в связи с резкой асимметричностью депрессий различные зоны здесь наложены друг на друга или выпадают. Так, непосредственно в северном обрамлении депрессии развита минерализация с переменным количеством всех сульфидов в ассоциации с изверженными породами среднего состава (диоритовые порфириды и др.), которая севернее, в пределах Борщовочного хребта сменяется редкометальными проявлениями (вольфрам и др.) в сопровождении гранитов.

## ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАЙОНАХ ПРЕИМУЩЕСТВЕННОГО ПРОЯВЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНО-СУЛЬФИДНЫХ И СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Хапчеранга-Любавинский район (V)

На площади Хапчеранга-Любавинского рудного района развиты оловянные, свинцово-цинковые и золоторудные месторождения. Наряду с ними известны проявления вольфрама, висмута, сурьмы, ртути и других полезных ископаемых.

Рассматриваемый район расположен в пределах Хапчерангинского поднятого блока в южной части Даурского свода, от которого он отделен с запада и северо-запада мезозойской Ононо-Иля-Туринской депрессией и верхнемезозойской Алтано-Кыра-Бырцинской впадиной. На востоке и юго-востоке он ограничен Ононской верхнемезозойской впадиной, которая отчленяет его от Агинского поднятия и протягивается далее на юго-запад за пределы района (см. рис. 12, 28). Таким образом, территория Хапчеранга-Любавинского района с запада, востока и в какой-то мере с юга ограничена впадинами. Расстояние между этими впадинами в пределах района около 20 км. Ширина Ононской впадины примерно 15 км, а Алтано-Кыра-Бырцинской 5—6 км.

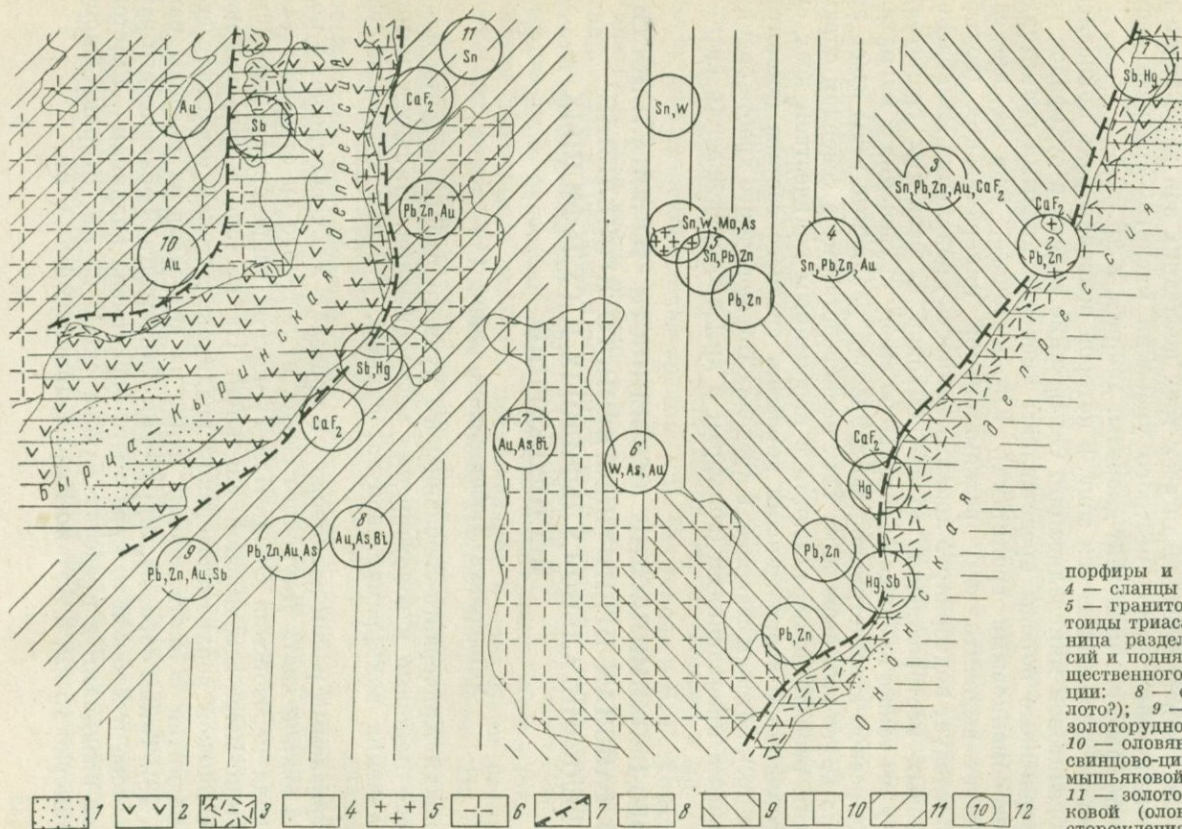


Рис. 28. Геолого-геодинамическая схема Хапчеранга-Любавинского района. Геологическая основа по С. С. Смирнову, Е. А. Радкевич, Г. Л. Возбуцкому, В. А. Федоренко, В. М. Сергиевскому, Г. А. Мельникову, Л. П. Кочурову, А. Н. Ефимову, Э. В. Стативкину, Э. В. Лешкевичу, Е. А. Белякову, М. И. Тулахонову, Н. И. Сухенко, Н. Н. Биндеману и др.

1 — аргиллиты, песчаники, конгломераты нижнего мела; 2 — андезиты, диориты, андезитобазальты, базальты и их туфы верхней юры; 3 — альбитопорфиры, фельзиты, липариты, кварцевые порфиры и их туфы верхней юры; 4 — сланцы и песчаники палеозоя; 5 — гранитоиды юры; 6 — гранитоиды триаса; 7 — примерная граница раздела мезозойских депрессий и поднятия. Площади преимущественного развития минерализации: 8 — сурьмяно-ртутной (золото?); 9 — свинцово-цинковой и золоторудной (олово, флюорит); 10 — оловянной, вольфрамовой, свинцово-цинковой, молибденовой, мышьяковой, висутовой (золото); 11 — золоторудной и свинцово-цинковой (олово, флюорит); 12 — месторождения и рудопроявления (цифры на карте): 1 — Ононское, 2 — Харатуйское, 3 — Тарбальднейское, 4 — Курылтыккенское, 5 — Хапчерангинское, 6 — Бырка-Даванское, 7 — Хавергинское, 8 — Любавинское, 9 — Николаевское, 10 — Кыринское, 11 — Бырдинское. Индексы элементов указывают ведущие компоненты руд

2 — Харатуйское, 3 — Тарбальднейское, 4 — Курылтыккенское, 5 — Хапчерангинское, 6 — Бырка-Даванское, 7 — Хавергинское, 8 — Любавинское, 9 — Николаевское, 10 — Кыринское, 11 — Бырдинское. Индексы элементов указывают ведущие компоненты руд

В геологическом строении района принимают участие осадочные отложения среднего и верхнего палеозоя, туфогенно-осадочная толща верхнего мезозоя, а также изверженные породы различного состава и возраста (см. рис. 28).

Палеозойские породы развиты в пределах центральной поднятой части района. Отложения, относимые к мезозою, развиты в пределах впадин в западной и восточной краевых частях рассматриваемого района. Впадины представляют собой конседиментационные грабен-синклинали, характеризующиеся блоковым строением. Они выполнены эффузивными породами среднего состава (андезитами, андезит-дацитами, трахиандезитами, их туфами и лавами); кварцевыми порфирами, их лавами и туфами.

В распределении перечисленных эффузивных пород как будто бы намечается определенная закономерность: во многих случаях их кислые разности располагаются в непосредственном обрамлении впадин, а средние — в их внутренних частях. Кроме перечисленных пород, в составе депрессий развиты: песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, гравелиты, конгломераты и бурые угли. Мощность их около 1000 м.

К верхнемезозойскому интрузивному комплексу большинство исследователей относят шток гранит-порфиров, обнажающийся в районе Хапчерангинского месторождения, и выходы кварцевых порфиров вблизи Харатуйского месторождения. Однако Г. А. Мельников относит все эти породы к кыринскому интрузивному комплексу, т. е. к триасу, а В. П. Краснов и вслед за ним Р. М. Константинов и др. (1967) считает их среднеюрскими (харалгинский комплекс). Возраст же кварцевых порфиров, развитых близ Харатуйского рудопроявления, по данным Н. И. Тихомирова, верхнеюрский (Константинов и др., 1967).

В депрессиях известны также выходы пород базальтоидного состава (андезит-базальты, трахидолериты). Е. А. Беляков относит их к верхней юре, а А. Н. Ефимов, А. Г. Теремецкая, Н. К. Дмитраченко и Э. В. Жаров к нижнему мелу.

Широким распространением в районе пользуются породы дайкового комплекса: пегматиты, аплиты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, диоритовые и диабазовые порфириты и лампрофиры. По данным Н. Н. Биндемана, пегматиты, аплиты и лампрофиры района Любавинского месторождения следует относить к пермо-триасовому возрасту, а все остальные — к верхнему мезозою.

Одним из наиболее известных рудных объектов района является олово-свинцово-цинковое месторождение Хапчеранга.

Общая характеристика главных месторождений (табл. 10) приведена по материалам С. С. Смирнова (1928), А. Г. Теремецкой (1939), Е. А. Радкевич (1953), В. А. Обручева (1963), Д. О. Онтоева (1966), Н. Н. Биндемана (1963), и др. В дополнение к сведениям по Хапчерангинскому месторождению отметим следующее. Хапчерангинское месторождение располагается на территории выхода штока мезозойских гранит-порфиров. Все исследователи этого месторождения (А. Г. Теремецкая, Г. А. Мельников, Д. О. Онтоев и др.) в размещении ведущих минеральных ассоциаций (см. табл. 10) отмечают определенную последовательность. На северном фланге Хапчерангинского месторождения в пределах штока гранитоидов и ближайших экзоконтактов развиты редкометалльные ассоциации, к югу и юго-востоку в экзоконтакте штока и в центральной части

Некоторые геолого-геохимические сведения о характерных месторождениях Хапчеранга-Любавинского района

Название месторождения	Геологическая характеристика: положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		Минералы: 1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Хапчерангинское	Центральная часть поднятого блока; метаморфизованные песчано-сланцевые отложения Pz, гранитоиды; зоны дробления, жилы, штокверки	1) пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, касситерит; 2—3) халькопирит, станнин, тетраэдрит, бурнонит, аргентит, вольфрамит, молибденит, кубанит, андорит, виттехенит 1) кварц; 2—3) хлорит, карбонаты, турмалин, топаз, мусковит, флюорит, гранат, актинолит, аксинит	Кварц-топаз-мусковитовый и другие грейзены, кварц-хлорит-касситеритовый, сульфидно-касситеритовый, галенит-сфалеритовый, кварц-кальцитовый
Бырка-Даванское	Центральная часть поднятого блока; гранитоиды; зоны дробления	1—3) Шеелит, арсенопирит, золото самородное и др. 1) кварц	—
Хавергинское	Переходная зона поднятого блока; песчано-сланцевые отложения Pz; жилы	2) арсенопирит, пирит, халькопирит; 3) самородное золото, блеклая руда, висмутин, тетрадимит, галенит, сфалерит 1) кварц	Кварц-висмут-теллур золоторудный
Любавинское, Николаевское	Переходная зона поднятого блока; песчано-сланцевые отложения Pz, гранитоиды; жилы	1—3) пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, марказит, пирротин, самородное золото, халькопирит, тетраэдрит, буланжерит, самородное серебро, аргентит, прустит, пираргирит, висмутин, тетрадимит, шеелит, молибденит 1) кварц; 2) серицит, хлорит, полевые шпаты	Кварц-пирит-арсенопиритовый, золото-полиметаллический, кварцевый

Курултыкенское	Переходная зона поднятого блока; песчано-сланцевые отложения Pz; зоны дробления	1) галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, марказит; 2—3) пирротин, халькопирит, блеклая руда, золото самородное, магнетит, станнин, касситерит 1—2) кварц, карбонаты, серицит, хлорит, биотит, флюорит	Кварц-пирит-арсенопиритовый, сфалерит-галенитовый, кварц-карбонатный
Тарбальджейское I	Переходная зона поднятого блока; песчано-сланцевые отложения Pz; жилы	1—3) пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, самородное золото и др. 1) кварц	Пирит-арсенопиритовый, галенит-сфалеритовый
Тарбальджейское II	Переходная зона поднятого блока; песчано-сланцевые отложения Pz; штокверки	1—3) касситерит, вольфрамит, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, самородное золото 1—2) кварц, флюорит	Кварц-касситерит-вольфрамитовый с сульфидами
Курултейский участок	Переходная зона поднятого блока; песчано-сланцевые отложения Pz; жилы	1—3) галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит; 2) касситерит, вольфрамит, золото самородное, блеклая руда и т. д. 1) кварц	—
Харатуйское	Край поднятого блока; кварцевые порфиры; жилы, гнезда	1—2) галенит, сфалерит, касситерит 1—2) кварц, флюорит	Кварц-сульфидный, кварц-флюоритовый
Онопское	Борт впадины; эффузивно-осадочные породы Mz <sub>3</sub> ; зоны дробления	1—3) антимонит, сенармонтит, киноварь, арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит 1) кварц, каолинит	Кварц-антимонитовый

рудного поля — кварц-касситеритовые, арсенопиритовые и пирротиновые. Далее, на юго-востоке, проявлены галенит-сфалеритовые парагенезисы. Вертикальная зональность выражена гораздо менее четко и отмечается для некоторых рудных тел сменой (сверху вниз) существенно галенит-сфалеритовых руд кварц-касситерит-хлоритовыми и пирит-пирротиновыми рудами, а еще ниже безрудными актинолит-гранат-аксинитовыми (Онтоев, 1966).

Характерной геохимической особенностью рудных минералов хапчерангинских руд является высокая концентрация индия в сфалерите (сотни граммов на тонну) и касситерите (сотни граммов на тонну), повышенное содержание висмута в галените (0,016—1,04%), низкое содержание тантала в касситерите (следы) и золота в рудах (первые десятые доли грамма на тонну).

О Любавинском золоторудно-полиметаллическом месторождении (см. табл. 10 и рис. 28) следует добавить, что оно включает несколько разрозненных участков и протягивается узкой полосой в субширотном направлении на протяжении около 13 км. На востоке расположены Николаевский и Бырка-Даванский участки, в центральной части — Евграфовский, Геологический и Любавинский, а на западе, уже вблизи восточной бортовой части Алтано-Кыра-Бырдинской впадины — Больше-Федоровский, Боян-Зургинский и Хайла-стуйский участки. Минеральный состав руд разных участков подвержен значительным колебаниям. Согласно Г. В. Шубину, количество галенита, сфалерита и блеклых руд на западном фланге значительно больше, нежели на восточном, где расположен Николаевский участок. Последний по минеральному составу очень близок к Хаверганскому месторождению.

Помимо кварц-антимонитового Ононского месторождения (см. табл. 10), сурьмяная и сурьмяно-киноварная минерализация известна также в южной и юго-восточной частях района. Все они тяготеют к территории, примыкающей к бортовой части Ононской впадины. Сурьмяная и сурьмяно-ртутная минерализация проявлена и в прибортовой части Алтано-Кыра-Бырдинской впадины, на западе рассматриваемого района. Здесь же в субэффузивных хлоритизированных кварцевых порфирах наблюдается очень специфичная минерализация, представленная деревянистым касситеритом в сопровождении небольшого количества сфалерита, пирита и халькопирита.

В заключение обзора фактического материала по Хапчеранга-Любавинскому району приведем некоторые сведения по шлиховому опробованию данной территории, проведенному В. М. Сергиевским, Н. И. Ульяновым, И. М. Павловым и другими в 1935 г., а также материалы по рудоносности района Э. В. Стаивкина и Э. В. Лешкевича за 1963 г. По их данным для всего района в целом наряду с олово-свинцово-цинковой минерализацией характерна зараженность вольфрамом (шеелит и вольфрамит). Шеелит в виде единичных знаков распространен по всей площади района, а вольфрамит отмечается лишь на отдельных участках (Хапчерангинском и Тарбальджейском). По данным шлихового опробования для рассматриваемой территории характерно также наличие находок флюорита, количество которых как будто бы увеличивается на запад и восток по мере приближения к впадинам. Кроме того, следует отметить, что в восточной части территории в прибортовой части Ононской впадины отмечается широкое распространение ореолов свинцовой минерализации.

Анализ приведенных материалов показывает, что наряду с общей зараженностью рассматриваемой территории золотом, оловом, свинцом, цинком и

другими компонентами намечаются участки их относительной концентрации (см. рис. 28). Для срединной части района, в равной мере удаленной от впадин, характерно проявление комплексной олово-свинцово-цинковой минерализации (Хапчерангинское рудное поле). При этом наиболее высокие концентрации олова тяготеют к выходу мезозойских гранитоидов. Ближе к депрессиям в составе рудных проявлений начинает преобладать золото, которое в одних случаях образует собственные месторождения, в других встречается в ассоциации с оловом, свинцом и цинком (Любавинское, Хавергинское, Тарбальджейское и другие месторождения). Состав руд в районах распространения собственно золоторудных месторождений меняется по мере приближения к впадинам. Наиболее удаленные участки характеризуются наличием висмут-теллуровой минерализации (Хавергинская группа, Николаевский участок). Вблизи краевой части впадины в составе золотого оруденения значительную роль начинают играть галенит, сфалерит и блеклые руды (Любавинское месторождение). В западной части района для северной части Алтано-Кыра-Бырдзинской впадины и ее непосредственного обрамления весьма характерно наличие специфических малосульфидных проявлений деревянистого касситерита, связанных с выходами липаритов.

Определенная закономерность наблюдается и в количественном распределении минералов сульфидных руд. В наиболее удаленных от впадины рудопроявлениях в составе руд преобладают арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, тогда как в прибортовых участках минерализация приобретает существенно свинцово-цинковый состав (галенит, сфалерит, сульфоантимониты свинца, блеклая руда и др.).

Наличие зональности в размещении оруденения в пределах рассматриваемого района подтверждается приуроченностью сурьмяной и сурьмяно-ртутной минерализации к краевым частям Ононской и Алтыно-Кыра-Бырдзинской впадин, а также тяготением большинства точек проявления флюорита к этой же прибортовой части.

По Хапчеранга-Любавинскому району имеются также результаты металлогенетического опробования коренных пород, проведенного Ю. А. Алентьевым, А. Н. Путинцевым, С. П. Рогожиным и др. Опробование проводилось в масштабе 1 : 200 000, количество проб, отобранных по специальной методике (Беус и др., 1965), составляет многие тысячи. Анализ производился на основные компоненты (Sn, W, Pb, Zn, Cu), а также на ванадий, хром, никель, кобальт и другие элементы. Статистическая обработка материалов производилась в двух направлениях. Во-первых, Ю. А. Алентьевым в пределах выделенных нами геохимических зон как по широтным профилям, так и по площади сравнивались средние содержания и другие параметры распределения различных металлов в геохимических пробах. Этот способ подтвердил принципиальную правильность выделения геохимических зон и показал, что они действительно следуют параллельно краям депрессионных структур. Зоны отличались набором элементов и изменениями их концентраций, выраженных как параметрами распределения, так и наличием геохимических аномалий разного состава в разных зонах. В зонах, непосредственно примыкающих к краям впадин, а также в самих впадинах типоморфными компонентами являются: молибден, медь, хром, никель, а также золото, мышьяк и сурьма. Свинцом и цинком заражен весь район, тем не менее параметры распределения и средние содержания показывают явное тяготение повышенных концентраций этих элементов к краям поднятий.

Территория, наиболее удаленная от краев депрессий к центру поднятия, характеризуется максимальной распространенностью геохимических аномалий олова и вольфрама. Следует подчеркнуть, что одни и те же разновидности пород, развитые в разных тектонических зонах, имеют различные параметры распределения одних и тех же рудных компонентов.

Во-вторых, Ю. А. Алентьевым те же результаты анализов были обработаны статистически вне зависимости от выделенных нами зон. По геологической карте, совмещенной с картой фактического материала, исследуемый район условно был разбит на ряд элементарных ячеек с однотипным геологическим строением. В каждую ячейку входило от 3—4 до 8—9 проб, пространственно сближенных, характеризующих идентичные геологические образования, т. е. породы одинакового состава, генезиса и возраста. Таких элементарных участков (площадью 4—6 км<sup>2</sup>) было выделено в Хапчеранга-Любавинском районе более 200.

Для каждой элементарной ячейки рассчитывались средние содержания и кларки концентраций (среднее содержание, деленное на кларк породы, по А. П. Виноградову, 1962) Pb, Zn, Cu, Sn. Рассчитанные значения были сведены в непрерывный ряд и группировались по классам содержания. Проведенные сравнения по статистическим критериям в 120 выборках объемом каждая по 30 проб показали, что соседние классы содержаний различаются с 60%-ной вероятностью, а классы, разделенные хотя бы одной градацией, существенно статистически различны (99,9%).

Эмпирические границы (по смысловому содержанию близкие к изолиниям) статистически однородных распределений каждого из элементов проводились Ю. А. Алентьевым в два этапа: 1) объединялись участки с одинаковыми либо несущественно статистическими различными содержаниями элементов; 2) учитывалось преобладание тех или иных содержаний как в валовом отношении, так и по частоте встречаемости.

Эти границы (изолинии) выделили контуры «статистически однородных полей», которые и были приняты за эмпирическую основу выделения структурно-металлогенических зон по геохимическим данным. Как видно из рис. 29, полученные Ю. А. Алентьевым результаты показали вполне сходную картину с геолого-геохимическими построениями авторов. Ориентировка границ различных геохимических зон в Хапчеранга-Любавинском районе следует субмеридиональному направлению параллельно краям депрессий.

Такова региональная рудная зональность района в целом. Следует подчеркнуть, что для большинства полезных компонентов (свинца, цинка, сурьмы, ртути, золота, фтора) зональность не имеет концентрического выражения, а ориентирована вдоль краев впадин и поднятия, и только для олова, при общей зараженности им поднятого блока, наблюдается его максимальная концентрация вблизи штока мезозойских гранитоидов. Что касается изменения состава магматических пород в пространстве, то при существующей неопределенности их временного подразделения можно лишь наметить самую общую картину. В относительно поднятой части района, заключенной между верхнемезозойскими впадинами, развиты мезозойские интрузивные тела кислого и умеренно кислого состава (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиориты и др.). В самих впадинах состав магматических образований иной. Здесь распространены преимущественно породы среднего и основного состава (андезиты, андезит-дациты, трахидолериты и др.).

Наличие рудной зональности для отдельных месторождений района отмечалось и ранее (Теремецкая, 1939; Онтоев, 1966; Константинов и др; 1967, и др.). Касалась она только зональности в пределах отдельно взятых месторождений (Хапчерангинского и Любавинского) и объяснялась Д. О. Онтоевым, а также

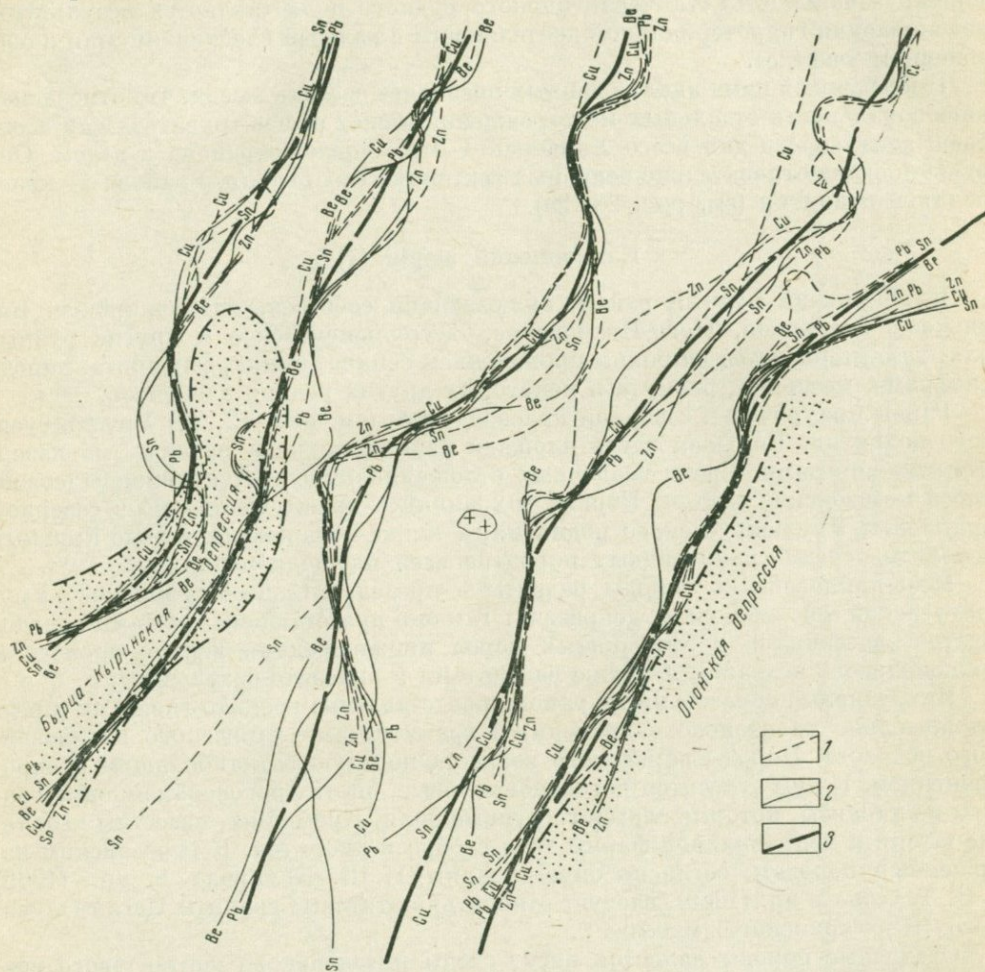


Рис. 29. Схема расположения границ полей статистически однородных содержаний свинца, меди, цинка и олова в породах Хапчеранга-Любавинского района (по данным Ю. А. Алентьева, 1970 г.)  
 1 — границы полей статистически однородных кларк-концентраций; 2 — границы полей статистически однородных средних содержаний; 3 — эмпирически обобщенные границы различных геохимических зон

Р. М. Константиновым и другими исследователями прерывистым разновременным поступлением растворов и изменением физико-химических условий рудообразования. Несмотря на то что рисуемая предыдущими исследователями зональность в пределах Хапчерангинского рудного поля не имеет концентрического выражения, а направлена только в одну сторону — на юг и юго-восток

от штока гранитоидов, тем не менее она объяснялась Д. О. Онтоевым только как результат изменения температурного градиента под действием гранитного вещества штока.

По Р. М. Константинову, И. Н. Томсону и др. (1967), наблюдаемая «миграционная зональность» Хапчерангинского рудного поля «является результатом возобновления гидротермальной деятельности в каждый следующий этап в обособленном участке».

Проведенный нами анализ данных позволяет сделать вывод, что отмечаемая ранее зональность отдельных месторождений может рассматриваться как звено общей зональности для всего Хапчеранга-Любавинского района в целом. Она ориентирована относительно основных тектонических структур района — краев впадин и поднятия (см. рис. 28, 29).

### Кличкинский район (I)

Кличкинский рудный район, включающий собственно Кличкинское, Каменское, Чупинское, Ново-Ивановское, Заурулюнгуевское и другие рудные поля, характеризуется широким проявлением свинца, цинка, флюорита, иногда вольфрама, мышьяка, висмута и некоторых других редких элементов.

Район приурочен к северной краевой части (см. рис. 12, 30) Урулюнгуевского поднятия. Большая часть площади района сложена различными изверженными породами. Среди осадочных отложений выделяются нижнепалеозойские и мезозойские осадки. Первые сохранились преимущественно в северном обрамлении Урулюнгуевского поднятия, а также обнажаются в виде крупных ксенолитов среди гранитоидных пород на всей площади поднятия.

Мезо-кайнозойские породы развиты в пределах Савва-Борзинской, Урулюнгуевской и более мелких депрессий. Там они представлены толщами конгломератов, песчаников и эффузивных пород ниже-средне-, верхне-юрского и нижнемелового возраста, а также базальтами и андезито-базальтами.

Интрузивные образования в районе представлены: гранито-гнейсами (предположительно каледонского времени) и гранитоидами варисского и мезозойского возраста. Породы варисского возраста пользуются наибольшим распространением. К ним относятся роговообманковые, биотит-роговообманковые граниты и аляскиты, которые слагают крупные поля. Кроме них, известны небольшие штоки и неправильной формы тела габбро и диоритов. К мезозойским изверженным породам, согласно определениям П. В. Комарова и др. (1965) Л. В. Таусона и др. (1969), следует относить биотитовые граниты Цаган-Олуевского (Киркиринского) массива\*.

Осадочные породы палеозоя несут следы интенсивного контактового воздействия изверженных пород. Карбонатные отложения почти повсеместно превращены в мраморы, местами скарнированы, другие осадочные породы превращены в филлитовидные сланцы и кварциты, в отдельных участках проявлены существенно волластонитовые, диопсидовые и силлиманитовые породы.

В пределах Кличкинского рудного района широко распространены различные эндогенные образования: магнетитовые и магнетит-флогопитовые скарны, иногда с акцессорным гельвином и флюоритом; аксинитовые, слюдисто-серпеп-

\* Положение этих пород на схеме (см. рис. 30) показано по данным Л. В. Таусона и др. (1969).

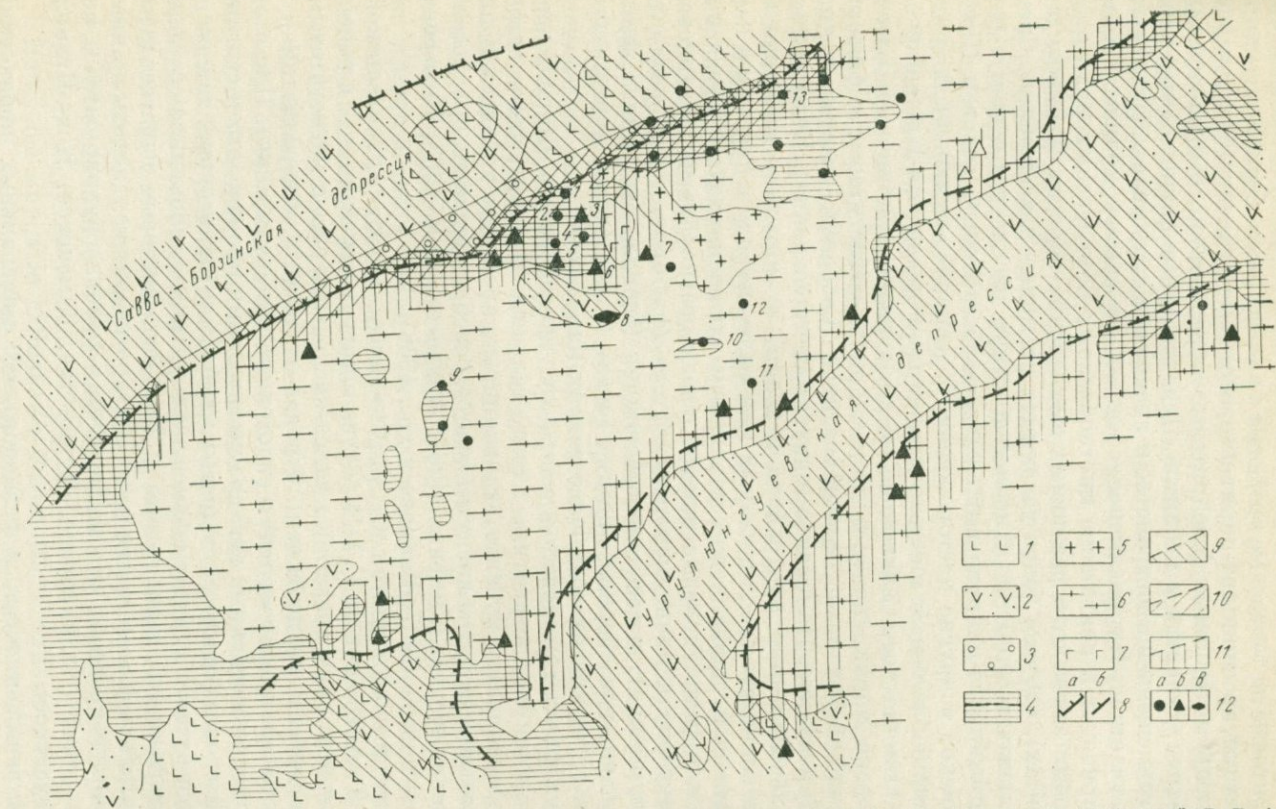


Рис. 30. Геолого-геохимическая схема Кличкинского района. Геологическая основа по Д. И. Горжевскому, Е. Г. Ануфриевой, В. В. Архангельской, С. Д. Сергиенко и др.

1 — базальты и андезиты мезо-кайнозоя (?); 2 — вулканогенно-осадочные образования верхней юры и нижнего мела; 3 — песчаники, конгломераты нижней и средней юры; 4 — карбонатно-сланцевые отложения нижнего палеозоя; 5 — граниты мезозоя; 6 — гранитоиды палеозоя; 7 — габбро и диориты палеозоя; 8 — примерные границы раздела поднятия и мезозойской депрессии (а), верхнемезозойских впадин (б); площади преимущественного развития минерализации: 9 — сурьмяной; 10 — мышьяковой; 11 — флюоритовой и редкометалльной; 12 — месторождения и рудопроявления: а — свинцово-цинковые; б — флюоритовые; в — антимонитовые (цифры на карте): 1 — Северный участок, 2 — Почекуевское, 3 — Дарьинское, 4 — Савинское, 5 — Кличкинское, 6 — Гарсонуйское, 7 — Каменское, 8 — Еватерининское, 9 — Заурулонгуевская группа, 10 — Мельниковско-Хоркиринское, 11 — Файтеловское, 12 — Северная шахта, 13 — Чупинская группа

тиновые и кварц-мусковит-турмалиновые образования; слюдисто-флюоритовые метасоматиты с аксессуарным берtrandитом, фенакитом, эвклазом; кварц-мусковит-флюоритовые и топазовые грейзены с аксессуарным бериллом; микроклиниты и альбититы, арсенопирит-пирит-пирротиновые и галенит-сфалеритовые руды, самостоятельные крупные флюоритовые образования, сопровождаемые скоплениями кварца, кальцита и цеолитов. Перечисленные минеральные парагенезисы часто совмещены в пространстве и проявлены в пределах одних и тех же рудоносных участков. Их различное сочетание в разных количественных соотношениях приводит к появлению многообразных комплексных руд.

Месторождения залегают в различных вмещающих породах (гранитоидах, сланцах, доломитах), что еще более усложняет их минеральный облик. Среди рудных минеральных ассоциаций наиболее широким распространением в районе пользуются свинцово-цинково-мышьяковые, обогащенные золотом (Почкуевское, Чупинское и другие месторождения); свинцово-цинково-флюоритовые с аксессуарной бериллиевой минерализацией (месторождения Кличкинское, Гарсонуйское, Олимпийское, Савинское 5 и др.); свинцово-цинковые (Каменское, Мыльниковско-Хоркиринское и др.); скарново-магнетитовые с флюоритом и аксессуарной бериллиевой минерализацией (Северный участок и др.); флюоритовые (Дарьинское, Начирское и другие месторождения). Если рассматривать минеральный состав руд района в целом, то обращает внимание на себя то обстоятельство, что среди жильных минералов наряду с кварцем и карбонатами ведущая роль принадлежит различным алюмосиликатам. Среди них в первую очередь отметим полевые шпаты, слюды, разнообразные скарновые минералы. Характерно наличие минералов фтора (флюорит, топаз, селлаит), бора (аксинит, турмалин), аксессуарного бериллия (берилл, берtrandит, фенакит, эвклаз, гельвин, хризоберилл), редких земель (аксессуарных — бастнезит, ксенотим, пирохлор) и других еще более редких минералов.

Перечень сульфидных минералов еще более многообразен. Широко распространены арсенопирит, пирротин, пирит, галенит, сфалерит, часто встречаются станнин, валлериит, кубанит, халькопирит, арсениды кобальта и никеля, разнообразные теллуриды висмута, золота, серебра и свинца, сульфосоли серебра, молибденит и т. д. (Смирнов, 1961; Архангельская, 1963; Комарова, 1965; Кузнецов и Мейтув, 1967; Иванова и др., 1966).

Предыдущими исследованиями С. С. Смирнова, В. В. Архангельской, П. В. Комарова, Т. А. Ивановой, Г. М. Мейтува и других показано, что в районе проявлено оруденение двух возрастов: палеозойское (скарны с магнетитовым, флогопитовым и другим оруденением; боровая и другая минерализация) и мезозойское (все остальные проявления эндогенной минерализации). При этом с наиболее ранними мезозойскими послемагматическими производными связано образование грейзенов и флюорит-слюдистых метасоматитов, несущих аксессуарное бериллиевое и отчасти редкоземельное, вольфрамовое, оловянное оруденение, далее формировались мышьяковые и свинцово-цинковые парагенезисы. Последними отлагались флюоритовые руды и кварц-цеолит-кальцитовые жилы.

Месторождения в пределах рассматриваемого района группируются в несколько рудных полей (Кличкинское, Чупинское, Каменское, Ново-Ивановское, Заурулюнгуевское).

Наибольшей насыщенностью и разнообразием минеральных проявлений характеризуется Кличкинское рудное поле, которое приурочено к наиболее

нарушенному тектонически небольшому участку, северной краевой части Урулюнгуевского поднятия, между двумя близко расположенными верхнемезозойскими впадинами: на севере — Савва-Борзинской на юге — Кличкинской (см. рис. 30). На этом участке находятся месторождения Савинское 5, Почекуевское, Кличкинское, Северный участок, Дарьинское, Гарсонуйское, Олимпийский участок, Начирское и т. д. Характерной чертой всех месторождений Кличкинского рудного поля является их высокая насыщенность фтором. Для некоторых из них типичны относительно высокие концентрации мышьяка, золота, отчасти сурьмы.

Данные о геолого-геохимических особенностях месторождений Кличкинского рудного поля (табл. 11) суммированы по материалам С. С. Смирнова, Е. Г. Ануфриевой, В. В. Архангельской, Д. И. Горжевского, Б. П. Санина, М. А. Свирского, Н. М. Чумаченко, С. А. Талдыкиной, Г. М. Мейтува, Т. А. Ивановой, Г. Н. Комаровой и др.

В изменении состава руд месторождений в пределах Кличкинского района устанавливается определенная пространственная закономерность (см. рис. 30). В месторождениях, располагающихся непосредственно в краевой части Урулюнгуевского поднятия, на границе с Савва-Борзинской депрессией, широким распространением пользуются мышьяковые (арсенопиритовые) руды. Это Почекуевское месторождение и месторождения и рудопроявления Чупинского рудного поля. Далее к югу от границ депрессии роль мышьяка в рудах падает (Савинское 5, Кличкинское месторождения), а в еще большем удалении он практически исчезает (Каменское, Мыльниковско-Хоркиринское месторождение и рудопроявления Заурулюнгуевского рудного поля). ореол повышенной концентрации мышьякового оруденения наблюдается также по краям Кличкинской впадины (отдельные участки Гарсонуйского месторождения, участок Колчеданный на южном фланге Кличкинского месторождения). Относительно повышенное количество в рудах сульфосолей свинца (буланжерита, джемсонита) также характерно для месторождений, расположенных непосредственно близ краевой части Савва-Борзинской депрессии. Интересно, что единственное известное в районе проявление собственно сурьмяных руд находится непосредственно в пределах Кличкинской впадины. Это Екатерининское месторождение, представленное кварц-барит-антимонитовыми жилами, гнездами и вкрапленностью в верхнемезозойских эффузивно-осадочных отложениях. Эти же свинцово-цинковые месторождения, располагающиеся вблизи краев депрессий и верхнемезозойских впадин, характеризуются повышенной золотоносностью руд. По данным В. И. Красникова (1968), наибольшая золотоносность типична для мышьяково-полиметаллических руд Почекуевского и Чупинского месторождений. Отметим, что соотношение свинца и цинка в рудах месторождений Кличкинского района также подвержено значительным колебаниям. Цинк, как правило, преобладает в тех же месторождениях (Почекуевское, Чупинское, Савинское 5), где и мышьяк, т. е. в краевых зонах поднятия, тогда как свинец явно превалирует в месторождениях, удаленных от края (Каменское, Мыльниковско-Хоркиринское, Файтеловское, Северная шахта, месторождения и рудопроявления Заурулюнгуевского рудного поля).

Наиболее крупные скопления флюорита в районе развиты на площади, заключенной между Савва-Борзинской депрессией и Кличкинской впадиной (Дарьинское, Северный участок, Кличкинское, Савинское 5, Гарсонуйское и

Некоторые геолого-геохимические сведения о месторождениях Кличкинского рудного района

Название месторождения (рудопроявления)	Геологическая характеристика; положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		Минералы: 1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Савинское 5	Поднятие, краевая часть (2—4 км от края); карбонатно-сланцевые породы Pz <sub>1</sub> , гранитоиды, скарны; пластообразные тела	1) пирит, пирротин, сфалерит, галенит; 2) арсенопирит, марказит, мельниковит, буланжерит, джемсонит, халькопирит; 3) валлериит, кубанит, борнит, блеклая руда, самородные золото, серебро, висмут, аргентит, пираргирит, магнетит, сульфовисмутиты свинца, раммельсбергит, ульманит, тетрадимит, теллуросмугтит, бурнонит, касситерит, шеелит, алтаит, гессит, акцессорные бериллиевые минералы (?), висмутин 1) кварц, карбонаты, аксинит, серицит, флюорит; 2—3) хлорит, турмалин, цеолиты, флогопит, акцессорный датолит, скарновые и др.	Скарны, кварц-кальцит-аксинитовый, кварц-пирит-арсенопиритовый, пирит-халькопирит-пирротиновый, сфалерит-пирротиновый, галени-тоновый, сульфоантимонитовый, кварц-кальцит-цеолит-флюоритовый
Почекуевское	Поднятие, краевая часть (1—2 км от края); карбонатно-сланцевые отложения Pz <sub>1</sub> ; пластообразные тела, линзы	1) арсенопирит, пирит, сфалерит, буланжерит, галенит; 2) пирротин, халькопирит, станнин; 3) марказит, мельниковит, блеклая руда, касситерит, акцессорные бериллиевые минералы?, валлериит, борнит, кубанит, аргентит, пираргирит, самородные серебро, золото, бурнонит, шеелит, алтаит 1) кварц, карбонаты, серицит, хлорит, флюорит; 2—3) аксинит, турмалин, мусковит, эпидот, графит и др.	Кварц-кальцит-аксинитовый, кварц-пирит-арсенопиритовый, сфалерит-пиритовый, галенит-сульфоантимонитовый, кварц-кальцит-флюоритовый
Чупинское	Поднятие, краевая часть (1—2 км от края); карбонатно-сланцевые отложения Pz <sub>1</sub> ; линзы, жилы	1) арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит; 2—3) пирротин, халькопирит, станнин, блеклая руда, марказит, мельниковит, валлериит, борнит, кубанит, буланжерит, магнетит, пираргирит, прустит, самородные золото и серебро, касситерит, акцессорные бериллиевые минералы? 1) кварц; 2—3) карбонаты, серицит, хлорит, турмалин, мусковит, флюорит и др.	Кварц-мусковит-турмалиновый, кварц-пирит-арсенопиритовый, сфалерит-галени-тоновый, кварц-карбонат-флюоритовый

Северный участок	Поднятие, краевая часть (1—2 км от края); скарны, гранитоиды, карбонатно-сланцевые отложения $Pz_1$ ; жилы, линзы, окрашенные зоны	1—3) магнетит, пирит, арсенопирит, сфалерит, акцессорные — торит, берилл, берtrandит, гельвин, хризоберилл, галенит, касситерит, шеелит, молибденит, повеллит 1) <i>скарновые минералы, кварц, флюорит, мусковит, флогопит, селлаит, турмалин, хлорит, полевой шпат, карбонаты</i> и др.	Скарны; кварц-мусковит-флюоритовый, слюдисто-флюоритовый, полевошпатово-слюдисто-флюоритовый, флюорит-везувиан-магнетитовый, флюорит-слюдисто-магнетитовый с акцессорной бериллиевой минерализацией, кварц-пирит-арсенопиритовый, сфалерит-пиритовый
Кличкинское месторождение (участки Савинское 4, Олимпийский, Южный)	Поднятие, краевая часть (2—4 км от края); карбонатные породы, гранитоиды, сланцы; жилы, трубы, гнезда	1) галенит, сфалерит; 2) пирит, арсенопирит, 3) пирротин, халькопирит, блеклая руда, буланжерит, валлериит, борнит, станнин, касситерит, пираргирит, аргентит, самородное серебро, зелигманит, цинкенил, бурнонит, кубанит, марказит, мельникопит, шеелит, вольфрамит, магнетит, акцессорные эвклаз, берtrandит, фенакит, берилл, бастнезит 1) <i>кварц, флюорит</i> ; 2—3) <i>мусковит, флогопит, карбонаты, турмалин, серицит, хлорит, топаз, аксинит, цеолиты</i> и др.	Скарны, кварц-мусковитовый, кварц-топаз-мусковитовый, флюорит-слюдистый с акцессорной бериллиевой минерализацией, кварц-пирит-арсенопиритовый, сфалерит-галенитовый, кварц-флюоритовый
Мыльниково-Хоркиринское	Поднятие, краевая часть (8 км от края); карбонатные породы, гранитоиды; трубы, жилы, гнезда	1) галенит; 2) сфалерит, пирит, халькопирит; 3) блеклая руда, арсенопирит, марказит, пирротин, валлериит, самородное серебро и золото, электрум, аргентит, касситерит, магнетит, борнит, стефанит, полибазит, штроемейерит, шеелит 1) <i>кварц</i> ; 2) <i>карбонаты, хлорит, слюды, турмалин, аксинит, акцессорный торит, полевые шпаты</i>	Скарны, микроклиниты, кварц-мусковит-турмалиновый, кварц-пиритовый, кварц-сфалерит-галенитовый, кварц-карбонатный
Файтеловское	Поднятие, краевая часть (5—6 км от края); гранитоиды, штокверк	1) пирит; 2—3) галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин 1) <i>кварц, слюды, хлорит, карбонаты, полевые шпаты, турмалин</i>	Кварц-мусковитовый, кварц-пирит-серицитовый, сфалерит-галенитовый, кварц-кальцитовый
Северная шахта	Поднятие, краевая часть (8—9 км от края); гранитоиды, сланцы; жилы, штокверки	1—2) пирит, сфалерит, галенит; 3) арсенопирит, халькопирит, пирротин, марказит, магнетит, кубанит, мушкетовит, валлериит, буланжерит, самородное серебро, касситерит 1) <i>кварц, полевые шпаты, карбонаты, слюды, хлорит, турмалин</i>	Кварц-мусковитовый, кварц-пирит-серицитовый, сфалерит-галенитовый, кварц-кальцитовый

Название месторождения (рудопроявления)	Геологическая характеристика; положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парогенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Заурулюнгуевская группа (Савинское, Мелентьевское)	Поднятие, краевая часть (10—12 км от края); карбонатные породы Pz <sub>1</sub> ; гранитоиды, скарны, роговики	1—2) пирит, галенит, сфалерит, окисленные минералы 1) <i>кварц, слюды, хлорит, карбонаты, полевые шпаты, турмалин</i>	Кварц-пирит-серицитовый, галенит-сфалеритовый, кварц-карбонатный
Дарьинское месторождение	Поднятие, краевая часть (1—2 км от края); карбонатно-сланцевые породы Pz <sub>1</sub> ; залежи	1) <i>флюорит, кварц</i> ; 2—3) <i>карбонаты, слюды, хлорит, полевые шпаты, цеолиты, каолинит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, акцессорные бериллиевые минералы (?)</i>	Кварц-флюоритовый, пирит-арсенопиритовый
Гарсонуйское месторождение	Поднятие, краевая часть (1—2 км от края); карбонатно-сланцевые отложения Pz <sub>1</sub> , гранитоиды, скарны; залежи, зоны дробления	1) <i>флюорит, кварц, карбонаты, цеолиты</i> ; 2—3) <i>турмалин, хлорит, слюды, скарновые минералы, полевые шпаты, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит, шеелит, касситерит, топаз, акцессорные — бавенит, гельвин, фенакит, берtrandит, берилл</i>	Скарны; кварц-турмалиновый, мусковит-флюорит-полевошпатовый, кварц-флюорит-слюдистый, слюдисто-флюоритовый с акцессорной бериллиевой минерализацией, пирит-сфалерит-галенитовый, кварц-флюоритовый, кальцит-цеолитовый
Каменское месторождение (Северо-Западный участок)	Поднятие, краевая часть (2—4 км от края); гранитоиды; зоны дробления	1—3) <i>кварц, слюды, полевые шпаты, флюорит, карбонаты, топаз, турмалин, аксинит, вернадит, пирит, сфалерит, галенит, акцессорные — берилл, берtrandит</i>	Кварц-мусковитовый, мусковит-флюоритовый с акцессорной бериллиевой минерализацией
Каменское месторождение (Юго-Восточный участок)	Поднятие, краевая часть (7 км от края); гранитоиды; штокверк	1) пирит, сфалерит, галенит; 2) халькопирит, пирротин, арсенопирит, марказит; 3) мельниковит, буланжерит, блеклая руда, станнин, пираргирит, аргентит, прустит, валлернит, борнит, серебро самородное, касситерит, магнетит, гематит 1) <i>Полевые шпаты, серицит, хлорит, кварц</i> ; 2) <i>карбонаты, слюды, цеолиты, каолинит, турмалин, аксинит</i>	Кварц-пирит-серицитовый, пирит-сфалерит-галенитовый, кварц-каолинит-цеолитовый

др.). Полосой около 4—5 км они протягиваются далее на северо-восток и юго-запад от Кличкинского рудного поля вдоль края Савва-Борзинской депрессии (см. рис. 30). В южной части района флюоритовые месторождения сконцентрированы в обрамлении Урулюнгуевской депрессии. Месторождения внутренней части поднятого блока в удалении от депрессий и впадин практически лишены флюорита (юго-восточный фланг Каменского месторождения, Мыльниковско-Хоркиринское, Северная шахта, Заурулюнгуевская группа месторождений и т. д.).

В тесной связи с флюоритом находится акцессорная бериллиевая минерализация (Северный участок, Гарсонуй, Кличкинское — Олимпийский участок, Савинское 5, Чупинское, северо-западный фланг Каменского месторождения и т. д.). Акцессорные бериллиевые минералы отмечаются и в рудах проявлений, обрамляющих Урулюнгуевскую депрессию.

До настоящего времени зональность в Кличкинском рудном районе рассматривалась применительно к небольшому Кличкинскому участку. С. С. Смирнов (1961) высказал предположение, что изменение состава руд Савинского 5, Кличкинского и Почекуевского месторождений вызвано различной удаленностью этих месторождений от Савинского штока кварцевых диоритов, с которыми он их генетически связывал. Правда, в последнее время доказан варисский возраст этих пород (Архангельская, 1963; Комаров, 1965). Ю. П. Дорошенко, Э. В. Лешкевич, Б. И. Васильев и другие увязывают рудоносность района с Цаган-Золотуевскими морионовыми гранитами и находят причину зональной смены состава различных месторождений в удаленности от материнского источника. В последней работе Л. В. Таусона, Ю. А. Зорина и др. (1969) локализация полиметаллических месторождений в районе также связывается с конфигурацией гранитов Цаган-Золотуевского (Жир-Жиринского) массива, намечаемой по геофизическим данным.

Рассмотрение той же зональности в еще более широком плане, в границах всего района, дает основание судить о ее более широком характере распространения в связи с границами основных депрессионных структур (см. рис. 30).

Наряду с определяющей ролью тектонического фактора в Кличкинском рудном районе ярко проявилось влияние на характер оруденения литологического состава вмещающих оруденение пород. Влияние этого фактора нашло отражение в морфологических и текстурно-структурных особенностях месторождений, а также в минералогических особенностях руд (см. табл. 11). Так, в месторождениях, залегающих в карбонатных породах, рудные тела обычно имеют форму труб, метасоматических залежей и сложены массивными рудами; в гранитоидах максимально проявился прожилково-вкрапленный, штокверковый тип оруденения; в сланцах преимущественно распространены пластообразные тела с вкрапленным и гнездовым оруденением. Влияние вмещающих пород на минеральный состав руд выразилось в общей обогащенности месторождений, залегающих в силикатных породах, по сравнению с рудами в карбонатных породах, различными алюмосиликатами. Изменение формы нахождения полезных компонентов руд в зависимости от состава вмещающих пород можно проиллюстрировать на примере бериллия. В гранитоидах обычно образуется акцессорный берилл, ассоциирующий с мусковитом, кварцем, флюоритом и полевыми шпатами; в карбонатных породах — акцессорные берtrandит, фенакит, эвклаз и другие в ассоциации со слюдами и флюоритом, в магнетитовых скарнах —

аксессуарные гельвин, хризоберилл со слюдами и флюоритом и т. д. (Иванова и др., 1966, 1967). Не меньшее влияние состав вмещающих пород оказывает на поведение в рудах некоторых элементов-примесей и в первую очередь таллия и галлия. В обогащенных алюмосиликатами сульфидных рудах (месторождения, залегающие в гранитоидах и сланцах) оба элемента широко рассеиваются в слюдах и полевых шпатах и их концентрация в сульфидных минералах резко снижается по сравнению с сульфидами из карбонатных пород (Кузнецов, Мейтун, 1967).

### Акатуевско-Базаново-Александрово-Заводский и Кудикан-Шахтаминский районы (XII)

Рассматриваемая территория характеризуется широким распространением свинцово-цинкового оруденения (Акатуевское, Александрово-Заводское, Базановское рудные поля) и молибден-свинцово-цинковой минерализации (Шахтаминское, Кудиканское рудные поля). Руды многих месторождений нередко обогащены мышьяком, иногда сурьмой, серебром, золотом и другими элементами. Кроме того, здесь известны незначительные собственные проявления висмута, вольфрама, сурьмы и флюорита.

В региональном плане район представляет собой переходную зону от Газимуро-Кукульбейского поднятия к Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии. Последняя в свою очередь ограничена с востока Кутомарским поднятием, но эта структура уже не входит в площадь рассматриваемой схемы (см. рис. 12, 31).

В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие осадочные и изверженные образования мезозоя и палеозоя. Палеозойские карбонатно-сланцевые осадочные породы тяготеют к краевой части Кукульбей-Газимурского поднятия. Мезозойские породы слагают в основном Будюмкано-Газимуро-Борзинскую депрессию (см. рис. 31).

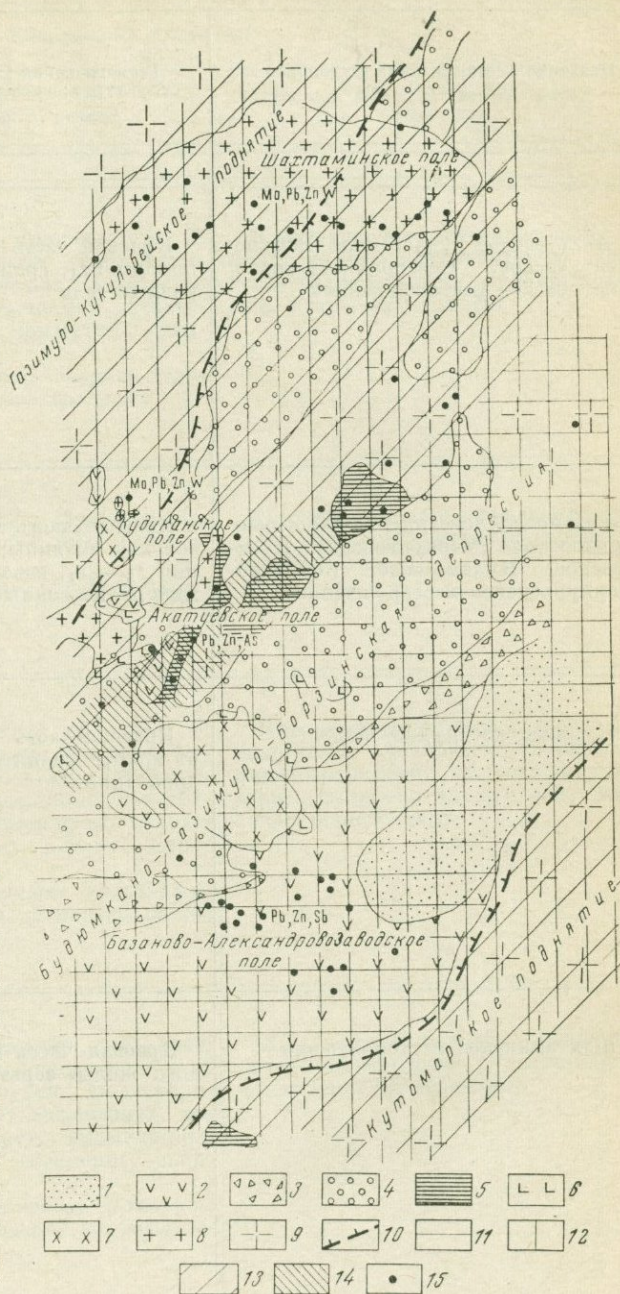
Интрузивные породы, среди которых преимущественным распространением пользуются палеозойские гранитоиды, развиты в основном в пределах поднятий. Мезозойские интрузивные породы проявлены как в поднятиях, так и в депрессиях, однако наиболее крупные их выходы и наибольшее их количество приурочено к зоне сочленения поднятий и депрессий (см. рис. 31). Более кислые их разновидности в общем тяготеют к поднятиям (Кудикан, Шахтама), более основные — к депрессии (Акатуй, Базаново). Такое распределение характерно и для мезозойских эффузивных образований. Как следует из описаний Л. В. Таусона, Б. П. Санина, М. Н. Захарова и других, более основные эффузивы, как правило, свойственны наиболее глубоко погруженной части Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии (Александрово-Заводская мульда), а более кислые (липариты, трахилипариты, кварцевые латиты) характерны для краевых частей депрессии, ближе к Кутомарскому и Кукульбей-Газимурскому (Акатуй, левый борт долины р. Гуныгунджа и др.) поднятиям.

Приведем краткую характеристику месторождений рассматриваемой территории (табл. 12). Вначале рассмотрим минерализацию в пределах Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии (Акатуевское и Базаново-Александрово-Заводское рудные поля), затем охарактеризуем оруденение в пределах поднятий (Кудиканское и Шахтаминское рудные поля).

Акатуевское свинцово-цинковое обогащенное мышьяком и отчасти сурьмой рудное поле приурочено к северной части Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии. В пределах рудного поля принято выделять несколько участков: северный — Верхне-Акатуевское месторождение, центральный — Северо-Акатуевское месторождение и южный — Акатуевское месторождение (Плигина, 1963). Руды в основном массивные. Преобладание свинца над цинком более характерно для северо-восточной и центральной частей рудного поля (Северо-Акатуевское месторождение), а цинка над свинцом для западного его фланга, а также южной части, где, несмотря на значительную окисленность руд, в некоторых рудных телах отношение  $Pb : Zn$  составляет 1 : 4 (Алексеевская жила, Акатуевское месторождение). Минеральный состав руд и главных минеральных ассоциаций месторождений приведен

Рис. 31. Геолого-геохимическая схема Акатуевско-Базаново-Александрово-Заводского и Кудикан-Шахтаминского районов. Геологическая основа по материалам Читинского геологического управления

1 — конгломераты, туфы, туфопесчаники нижнего мела; 2 — андезитовые порфиры, порфиры, их туфы, туфопесчаники и туфокогломераты верхней юры; 3 — конгломераты, песчаники и алевролиты средней — нижней юры; 4 — конгломераты, песчаники и алевролиты нижней юры; 5 — сланцы, песчаники, известняки и доломиты нижнего и среднего палеозоя; 6 — диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры мезозоя; 7 — сиенито-диориты и граносиениты мезозоя; 8 — граниты и гранодиориты мезозоя; 9 — гранитоиды палеозоя; 10 — примерная граница раздела поднятий и депрессии. Площади преимущественного развития минерализации: 11 — сурьмной; 12 — свинцово-цинковой; 13 — молибденовой, вольфрамовой и висмутовой; 14 — мышьяковой; 15 — месторождения и рудопроявления. Индексы элементов указывают ведущие компоненты руд



Некоторые геолого-геохимические сведения о характерных месторождениях Акатуевско

<p>Название месторождения (рудопоявления, рудного поля)</p>	<p>Геологическая характеристика; положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел</p>
<p>1</p>	<p>2</p>
<p>Акатуевское рудное поле (Верхне-Акатуевское, Северо-Акатуевское, Акатуевское месторождения)</p>	<p>Краевая часть депрессии; карбонатно-сланцевые породы <math>Pz_1</math>, гранитоиды; жилообразные, трубообразные тела</p>
<p>Базаново-Александрово-Заводское рудное поле (Меркурьевское, Яковлевское, Кулаковское, Кодакано-Меркурьевское месторождения)</p>	<p>Краевая часть депрессии в пределах верхнемезозойской впадины; вулканогенно-осадочные отложения <math>J_3-Cr_1</math>, изверженные породы; жилы, гнезда, минерализованные зоны дробления</p>
<p>Кудиканское рудное поле</p>	<p>Краевая часть мезозойского поднятия (3—6 км от края); гранитоиды; штокверк, жилы и зоны дробления</p>
<p>Шахтаминское месторождение</p>	<p>Краевая часть мезозойского поднятия; гранитоиды, жилы, зоны дробления</p>

го, Базаново-Александрово-Заводского, Бугданского и Шахтаминского рудных полей

## Минеральный состав руд

Минералы:  
1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие

Типичные минеральные парагенезисы  
(типы руд)

3

4

1) пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит; 2) пирротин, буланжерит, халькопирит; 3) пираргирит, тетраэдрит, аргентит, молибденит, золото самородное, халькозин, гематит, магнетит, касситерит, борнит, серебро самородное, висмутин, станнин, реальгар, бурнонит

Кварц-арсенопирит-пиритовый, пирротин-пирит-сфалеритовый, галенит-сфалеритовый, буланжеритовый, кварц-карбонатный

1) кварц, карбонаты; 2) серицит, хлорит, турмалин, флюорит, апатит, скарновые минералы

1—3) пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит, халькопирит, блеклая руда, пираргирит

1—3) кварц, карбонаты, халцедон, барит, хлорит, турмалин

Пирит-арсенопирит-сфалеритовый, галенит-буланжеритовый, карбонат-халцедоновый

1) пирит, молибденит, галенит, сфалерит; 2) халькопирит, магнетит, арсенопирит, блеклая руда, шеелит, вольфрамит, буланжерит, пирротин, марказит, борнит, эмплектит, висмутин, гематит; 3) галеновисмутин, аргентит, самородные золото, серебро, висмут и сурьма, гессит, алтаит, тетрадимит

Кварц-турмалиновый, магнетит-кварцевый, молибденит-кварцевый, пирит-кварцевый, галенит-сфалеритовый, сульфоантимонитовый, карбонат-халцедоновый

1) кварц; 2—3) хлорит, серицит, карбонаты, турмалин, халцедон, рутил, сфен, флюорит, каолинит, полевые шпаты

1) пирит, молибденит; 2) галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, самородные золото и серебро, бурнонит, шеелит, висмутин; 3) тетрадимит, алтаит, самородный висмут, джемсонит, зелигманит, гессит, эмплектит, борнит, арсенопирит, пирротин, касситерит, станнин, антимонит, энаргит, пираргирит, геокронит

Кварц-турмалиновый, кварц-пирит-молибденитовый, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовый

1) кварц; 2—3) карбонаты, турмалин, флюорит, гипс, гранат, эпидот, полевые шпаты, хлорит, серицит

в табл. 12. По количественному преобладанию в рудах тех или иных минералов выделяются несколько типов руд: пирит-арсенопиритовые, пирротин-сфалеритовые, галенит-сфалеритовые, буланжеритовые и их различные сочетания. Наряду с наблюдаемой для отдельных рудных тел картиной преобладания в центральной части сфалерит-галенитовых парагенезисов, а по периферии пирит-арсенопиритовых руд, отмечаются некоторые вариации в минеральном составе руд для всего рудного поля в целом. Так, по данным Р. В. Голевой, В. П. Долгова и других, которые выделяют в пределах Акатуевского рудного поля с востока на запад три основные зоны — Восточную, Центральную и Западную, отмечается следующая смена минерального состава руд. Пирротин доминирует в рудных телах ба, 23, а также, по-видимому, 8, 6 и других рудных телах Восточной зоны дробления. Кроме того, пирротин отмечается вдоль контакта нижнепалеозойских карбонатных пород и варисских гранитоидов в центральной части рудного поля и в скарнах его восточного фланга. Весьма сходно пространственное распределение арсенопирита. Количество мышьяка на востоке (ба, 23 рудные тела — 1—3%) в три раза больше, чем в центре (12, 20 рудные тела), и в десять раз выше, чем на западе (рудное тело 2). Интересно отметить, что именно здесь на западе (рудное тело 2) установлен реальгар. Буланжерит часто встречается в рудных телах западной и центральной зон и мало характерен для восточной зоны дробления. Материалы этих же авторов по ореолам рассеяния в целом подтверждают вывод о зональном размещении различных типов оруденения. Сурьмой обогащены ореолы рассеяния западной и южной частей рудного поля. Для запада, кроме того, весьма характерны ореолы рассеяния меди (рудное тело 2) и т. д.

Г. Г. Кочин, а также Д. Б. Плигина (1963) сопоставляли минералогию Акатуевского, Северо-Акатуевского и Верхне-Акатуевского рудных участков, т. е. с юга на север. По их данным, на южном фланге района (Акатуевское, Перво-Акатуевское, Второ-Акатуевское и другие участки месторождения) отмечается обогащенность руд пиритом, сфалеритом, галенитом, буланжеритом, тетраэдритом, пираргиритом и небольшое количество арсенопирита и халькопирита. Здесь же, по С. С. Смирнову (1961), установлено повышенное содержание золота (от 0,8 до 23 г/т). При этом содержание свинца и цинка в окисленных рудах Перво-Акатуевского участка соответственно составляет 0,68 и 0,57%. В расположенной рядом жиле «Разведочной шахты», по данным этого же исследователя, содержание свинца — следы — не обнаружен, цинка — 0,4—2,4%. Содержание свинца и цинка в рудах Второ-Акатуевского участка 2,6 и 7,4% соответственно, шахты 1 — свинца — 2,5%, цинка — 12,5%. В центральной части района расположено Северо-Акатуевское месторождение. В составе его рудных тел на западном фланге (участок 2, зона буланжеритовых руд, зона вкрапленных руд) широким распространением пользуется буланжерит, нередко встречается тетраэдрит и пираргирит, а сфалерит иногда преобладает над галенитом. Для центра и востока Северо-Акатуевского месторождения эти минералы не характерны, а широким распространением пользуются арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит. Соотношение свинца и цинка на западном фланге Северо-Акатуевского месторождения нередко в пользу последнего, тогда как в центре и на восточном фланге чаще преобладает свинец (в среднем 3 : 1). Содержание золота в целом 0,1—0,67 г/т. Смена состава оруденения отмечалась и Л. В. Таусоном, Б. П. Саниным и др. Данные по северному флангу Акатуев-

ского рудного поля (Верхне-Акатуевское месторождение) весьма ограничены.

Таким образом, в целом в пределах Акатуевского рудного поля отмечается изменение состава руд. Руды южного и западного флангов рудного поля обогащены сурьмой и цинком, а также медью, серебром и золотом. Рудные тела центрального, восточного и северо-восточного флангов Акатуевского рудного поля характеризуются повышенными концентрациями мышьяка и изменением соотношения свинца и цинка в пользу свинца.

Изучение распределения элементов-примесей в основных рудообразующих минералах подтверждает данные о закономерном изменении величины концентрации элементов в различных участках рудного поля. По данным Р. В. Голевой и других, содержание мышьяка в сфалерите, галените и пирите на восточном фланге рудного поля в 5—100 раз выше, чем на западном. Содержание сурьмы в сфалерите и пирите на западном фланге в 2—2,5 раза выше, чем на восточном. Вместе с тем содержание меди в галените и сфалерите восточного фланга рудного поля в 1,5—2 раза выше, чем западного, тогда как по данным ореолов рассеяния этим элементом обогащен западный фланг.

Помимо Акатуевского и Северо-Акатуевского месторождений (данные по Верхне-Акатуевскому месторождению практически отсутствуют из-за слабой его разведанности и сильной окисленности руд) в районе Акатуевского рудного поля известны и другие рудопоявления. Это свинцово-цинковая минерализация Машуковских приисков, развитая в карбонатно-сланцевых породах нижнего палеозоя, близ их контакта с юрскими эффузивно-осадочными породами на юго-западе района. Чингитайское скарново-магнетитовое проявление. Небольшие кварцевые жилы с антимонитом или галенитом проявлены на восточной окраине района, вблизи выходов нижеюрских осадочных пород. На севере Акатуевского рудного поля в измененных кварцевых порфирах, прорывающих ороговикованные песчаники палеозоя, известны кварцевые жилы с пиритом и висмутином.

Базаново-Александрово-Заводское рудное поле, в пределах которого широким распространением пользуется свинцово-цинковая минерализация, нередко содержащая повышенные концентрации сурьмы и мышьяка, находится на юге рассматриваемой территории (Горлов, 1963). Оно приурочено к юго-восточной части Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии, в пределах наиболее глубоко погруженной ее части (Александрово-Заводская мульда), близ сочленения с Кутомарским поднятием. В районе известно четыре месторождения (Меркурьевское, Яковлевское, Кулаковское, Кодакано-Меркурьевское). Соотношение свинца и цинка в рудах 1 : 1,3. Содержание серебра в окисленных рудах Меркурьевского месторождения 85—95 г/т, золота — следы; на Яковлевском месторождении — серебра 60—66 г/т, золота — следы.

В заключение характеристики минерализации, развитой в пределах рассматриваемой территории Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии, отметим, что в ее центральной части среди нижеюрских песчано-сланцевых отложений известны незначительные проявления кварц-антимонитовой минерализации, иногда с баритом.

Кудиканское рудное поле объединяет два молибден-свинцово-цинковых золотосодержащих месторождения, приуроченных к выходам мезозойских гранитоидов, а также несколько мелких рудопоявлений вольфрама, моли-

бдена, висмута. В тектоническом плане все они приурочены непосредственно к переходной зоне Кукульбей-Газимурского поднятия и Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии (см. рис. 31). Сведения о минеральном составе одного из месторождений Кудиканского рудного поля по материалам А. В. Дружинина, Н. Д. Тихонова и В. Н. Зуева (1963) приведены в табл. 12. На территории характеризуемого рудного поля известно также несколько слабо изученных рудопроявлений. Это кварцевые жилы с висмутином и пиритом на юге рудного поля; кварц-магнетитовые жилы с вкрапленностью халькопирита, пирита и молибденита; незначительное по масштабам свинцово-цинковое рудопроявление Глухариное; мелкие кварц-молибденитовые тела, нередко содержащие шеелит, кварц-турмалиновые жилы с пиритом, арсенопиритом и нередко с самородным золотом и залегающие преимущественно в палеозойских гранитоидах. Здесь известны также проявления гранат-магнетитовых скарнов на контакте палеозойских карбонатных пород и варисских гранитоидов.

Следующее, Шахтаминское рудное поле включает собственно Шахтаминское молибдено-свинцово-цинковое золотосодержащее месторождение и несколько мелких рудопроявлений вольфрама, висмута, мышьяка, молибдена, золота, свинцово-цинковых руд. Район имеет геологическую позицию, близкую Кудиканскому рудному полю с той лишь разницей, что расположен на большем расстоянии от края поднятия.

Шахтаминское месторождение находится в центральной части крупного массива мезозойских биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, вытянутого в широтном направлении.

Главные сведения о геологической позиции и минеральном составе месторождения приведены в табл. 12. К ним следует добавить, что, по данным А. В. Дружинина и других исследователей, в северной части месторождения преимущественное развитие имеют кварц-молибденит-сфалерит-галенитовые жилы, а в южной — кварц-молибденитовые. По материалам В. Н. Зуева, на южном фланге месторождения установлен антимонит (жила 11), который в других участках встречается очень редко. Соотношение свинца и цинка в руде в среднем составляет около 1 : 1, иногда 1,5 : 1. Наиболее высокие содержания золота установлены в блеклой руде (500 г/т, среднее) и галените (более 1000 г/т), в сфалерите (50 г/т), халькопирите (3,2 г/т), пирите (от 0,4 до 13,6 г/т). По данным В. Н. Зуева, содержание золота в пирите 0,7—5,1 г/т, в пиритовом концентрате до 8 г/т и более, в свинцовом концентрате до 218 г/т, а в руде — от следов до 2,7 г/т. Видимое золото чаще всего встречается на южном фланге месторождения в сростании с пиритом и антимонитом (жила 11).

Главные рудные минералы, кроме золота, содержат широкий спектр элементов, среди которых наибольший интерес представляют рений, селен, теллур, висмут и серебро.

Наряду с основным Шахтаминским месторождением в его окрестностях известны и другие более мелкие рудопроявления.

В 2 км на северо-запад от Шахтаминского месторождения в гранитоидах развита серия маломощных кварцевых и кварц-турмалиновых жил с шеелитом, вольфрамитом, молибденитом, пиритом, золотом самородным (Ушканское месторождение).

В 7—8 км к северо-западу от Шахтаминского месторождения находится Верхне-Шахтаминское месторождение. Руды залегают в мезозойских биотит-

роговообманковых гранитах и гранодиоритах и сложены кварцем, пиритом, ванадинитом, чиллагитом, вульфенитом, купродеклаузитом, церусситом, малахитом, азуритом.

На западном фланге Шахтаминского рудного поля расположено Чингарское свинцово-цинковое месторождение. Оно представлено зонами гидротермально измененных мезозойских гранитоидов, вмещающими кварц-турмалиновые, кварц-гематитовые и карбонат-галенит-сфалеритовые жилы.

Кроме того, в пределах рудного поля известны кварц-турмалиновые жилы, иногда содержащие пирит, арсенопирит, халькопирит, золото самородное, молибденит; кварц-магнетитовые, кварц-молибденитовые с вкрапленностью пирита и сульфидов свинца и цинка, а также кварц-карбонатные жилы, содержащие пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, антимонит, минералы серебра, золото самородное и жилы халцедоновидного кварца с пиритом и гематитом. Широким распространением на территории Шахтаминского рудного поля пользуются также небольшие россыпи золота.

Выше были рассмотрены геолого-геохимические особенности месторождений трех крупных рудных полей с различной минерализацией. Это свинцово-цинковая минерализация, в различной степени обогащенная сурьмой и мышьяком Акатуевского и Базаново-Александрово-Заводского рудных полей, и молибден-свинцово-цинковые, обогащенные золотом, молибден-вольфрамовые, висмутовые, золото-свинцово-цинковые руды Кудиканского и Шахтаминского рудных полей. Первые из них тяготеют к Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии, тогда как вторые расположены в зоне перехода от Кукульбей-Газимурского поднятия к Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии. Такое разделение в пространстве различных типов оруденения определяет наличие региональной зональности района в целом, связанной с его основными тектоническими элементами. Минерализация различных зон характеризуется серией переходных черт, что позволяет наметить ряды постепенной смены различных геохимических ассоциаций. Так, от северного края Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии (Акатуевское рудное поле) к Кукульбей-Газимурскому поднятию (Кудиканское и Шахтаминское рудные поля) в целом намечается следующая смена рудной минерализации — сурьма—мышьяк—свинец—цинк, затем молибден—свинец, еще далее — вольфрам—молибден—свинец. При этом золотом и серебром обогащены первые два члена этого ряда, а второй нередко обогащен медью. Рассмотрение распределения ведущих элементов-примесей в главных рудообразующих минералах показывает, что повышенные концентрации серебра и таллия наиболее типичны для сурьяно-мышьяково-свинцово-цинковых месторождений, а наиболее высокие содержания висмута, селена, теллура и наличие рения присущи молибден-свинцово-цинковым месторождениям. Кроме такой наиболее общей региональной геолого-геохимической зональности, в пределах отдельных рудных полей и месторождений устанавливается частная зональность (Акатуевское рудное поле и т. д.). Но и эту зональность нельзя рассматривать обособленно, вне связи с общей региональной зональностью района в целом и вне связи ее с такими мезозойскими тектоническими элементами, как поднятия и депрессии, как это делалось предыдущими исследователями. Все они пытались увязать эту зональность с локальными факторами, такими, как различное время открывания трещин и проявление разновозрастных стадий, температурной зональностью отложения в связи

с отдельными выходами магматических тел и т. д. Хотя все эти факторы и являются действительными, особенно в отношении молибдена и вольфрама, основные концентрации которых приурочены главным образом к выходам мезозойских гранитоидов, но, по нашему мнению, в том масштабе, в котором мы рассматриваем рудные районы и поля, они не являются определяющими в целом. Так, относительная обогащенность сурьмой руд западного и южного флангов Акатуевского рудного поля, по сравнению с восточным и северо-восточным его краями, вероятнее всего определяется близостью южного фланга к центральной части Будюмкано-Газимуро-Борзинской депрессии, а западного — к верхнеюрской локальной впадине. Здесь следует подчеркнуть, что на примере Акатуевского рудного поля устанавливается пространственное изменение отношений сурьмы к мышьяку и цинка к свинцу, размеры этих отношений увеличиваются по мере удаления от края поднятия.

Некоторые закономерности изменения состава в пространстве в региональном плане намечаются и для изверженных пород. В пределах депрессии развиты относительно более основные интрузивные и эффузивные породы, в поднятии — более кислые. Как и для рудных проявлений, для изверженных пород нет резкой границы между породами различных групп, а наблюдаются постепенные переходы.

## ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАЙОНАХ ПРЕИМУЩЕСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ КВАРЦ-РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Дульдурга-Ара-Илинский район (VI)

На территории района известны месторождения вольфрама, олова, золота, а также проявления флюорита, молибдена, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и ртути.

Тектоническое строение района неоднородно. Его центральная часть расположена в пределах Ононо-Иля-Туринской мезозойской депрессии; юго-восточная — в краевой части Агинского поднятия, а северо-западная — в краевой части Даурского свода (см. рис. 12, 32). Ширина депрессии на этой территории около 30 км. Сама депрессия также неоднородна. В ее пределах выделяются участки с сохранившимися верхнеюрскими—нижнемеловыми отложениями, что свидетельствует об их большей прогнутости по сравнению с соседними.

Геологическое строение района, по данным Е. В. Барабашева, Н. А. Трущовой и др., показано на рис. 32. Район сложен осадочными и изверженными породами палеозоя и мезозоя. Палеозойские отложения представлены терригенными песчано-сланцевыми отложениями девона, карбона и перми, имеющими широкое площадное распространение. Мезозойские осадки имеют верхнеюрский и нижнемеловой возраст и сложены в основном вулканогенно-осадочными образованиями (андезитовые порфириды, фельзиты, липариты, трахилипариты, их туфы, туфолавы, песчаники, конгломераты, угли). Как уже

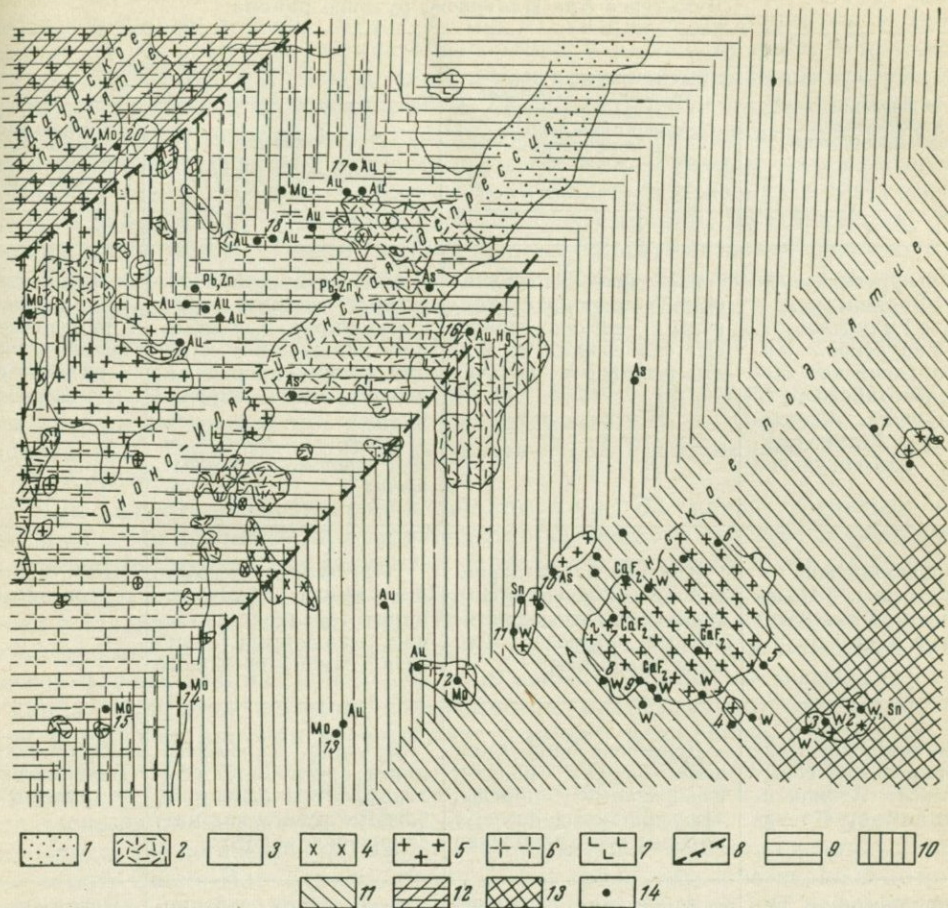


Рис. 32. Геолого-геохимическая схема Дульдурга-Ара-Илинского района. Геологическая основа по Е. В. Барабашеву, Н. А. Трушовой, Е. А. Белякову, С. Х. Чабан, А. М. Гребенникову и др.

1 — песчаники, алевриты, аргиллиты с прослоями бурых углей и конгломераты нижнего мела; 2 — андезитовые порфиры, их туфы и туфолавы, липаритовые порфиры, трахилипаритовые порфиры, фельзиты, их туфолавы; конгломераты и песчаники верхней юры; 3 — песчаники и сланцы с прослоями конгломератов, туфов и эффузивов палеозоя; 4 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, граносиенит-порфиры, граносиениты мезозоя; 5 — граниты мезозоя; 6 — граниты и гранодиориты палеозоя — нижнего мезозоя (?); 7 — диориты, кварцевые диориты и габбро-нориты палеозоя — нижнего мезозоя (?); 8 — примерная граница раздела мезозойских поднятий и депрессии; площади преимущественного развития минерализации: 9 — золоторудная, сурьмяно-ртутная, мышьяковая и свинцово-цинковая; 10 — молибденовая, золоторудная и мышьяковая; 11 — оловянно-вольфрамовая и флюоритовая; 12 — молибденовая, вольфрамовая, висмутовая; 13 — вольфрамо-оловянная; 14 — месторождения и рудопроявления (цифры на карте): 1 — Урда-Таптанайское, 2 — Зун-Ундурское, 3 — Варун-Ундурское, 4 — Жикюшнское, 5 — Сангентуйское, 6 — Лето-Шабартайское, 7 — Дульдургинское флюоритовое, 8 — Сырсыхейское, 9 — Вома-Борхонское, 10 — Прапорщик, 11 — Дульдургинское; 12 — Улан-Загатайское, 13 — Тарбагатайское, 14 — Мадрагинское, 15 — Тулутайское, 16 — Шивинское, 17 — Косуртайское, 18 — Ара-Илинское, 19 — Дыбыкса, 20 — Боглюнское. Индексы элементов указывают ведущие компоненты руд

**Некоторые геолого-геохимические сведения о месторождениях  
Дульдурга-Ара-Илинского рудного района**

Название месторождения (рудопроявления)	Геологическая характеристика; положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		Минералы: 1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Дульдургинское, Бома-Борхонское, Барун-Ундурское, Зун-Ундурское, Урда-Таптанайское, Лово-Шабартайское, Прапорщик, Сырсыхейское, Жипкошинское, Сангентуйское и др.	Агинское поднятие (12—35 км от края); граниты, песчано-сланцевые отложения Pz; жилы, штокверки, гнезда	1—2) вольфрамит, каситерит, шеелит, пирит, арсенопирит, молибденит, халькопирит, станнин, висмут самородный, аксессуарный берилл и др. 1) кварц, слюда, полевые шпаты, флюорит, топаз	Пегматиты кварц-вольфрамитовые, кварц-касситеритовые с сульфидами
Тарбагатайское, Тулутайское, Мадагинское, Улан-Загатайское и др.	Краевая часть поднятия (3—10 км от края); гранитоиды и осадочные породы палеозоя Pz <sub>1</sub> ; зоны дробления	1—2) кварц, молибденит, шеелит, флюорит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит, самородное золото	Кварц-молибденитовый
Ара-Илинское, Байца-Грищевской горы, Дыбыкса, Атомановского ключа, Косуртай	Депрессия близ верхнемезозойских впадин; изверженные породы, эффузивно-осадочные породы; зоны дробления	1) кварц, карбонаты, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, самородное золото	Кварц-сульфидно-золоторудный
Шивининское, Туринское	Депрессия, верхнемезозойская впадина; вулканогенно-осадочные отложения J <sub>3</sub> —Cg <sub>1</sub> ; гнезда, зоны дробления	1—2) кварц, антимонит	Кварц-антимонитовый
Онкоевское, Халадинское	Депрессия; изверженные и осадочные породы; зоны дробления, гнезда	1) пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, киноварь. 1) кварц, турмалин, карбонаты	Кварц-сульфидный
Боглюнское	Даурский свод, краевая часть (3—4 км от края); изверженные породы; зоны дробления	1) кварц, молибденит, шеелит, пирит, халькопирит, станнин, висмутин	Кварц-молибденитовый

упоминалось, они располагаются в пределах наиболее опущенных участков (впадин) мезозойской Ононо-Иля-Туринской депрессии.

Магматические породы включают триасовые и юрские интрузии. Триасовые изверженные породы имеют состав от гранитов до диоритов и габбро-норитов. Юрские магматические образования в районе принято подразделять на ряд комплексов. Цаган-олуевский и харалгинский комплексы представлены преимущественно лейкократовыми и биотит-роговообманковыми гранитами; сохондинский и толманский — гранодиоритами, граносиенит-сиенитами, диорит-порфиридами, граносиенит-порфирами и т. д. Граниты цаган-олуевского комплекса распространены на юго-востоке района в пределах Агинского поднятия (Саханайский, Зун-Ундурский, Дульдургинский, Таптанайский, Жипкошинский массивы). Харалгинские граниты преимущественно развиты в пределах Даурского свода. Более основные по составу гранитоиды сохондинского и толманского комплексов, как правило, располагаются в пределах Ононо-Иля-Туринской депрессии. Рудоносность района связывается с юрским магматизмом.

В табл. 13 приведены некоторые сведения о геологическом строении и составе руд месторождений района по материалам В. А. Обручева, О. Д. Левицкого, Д. С. Соколова, Е. В. Барабашева, А. М. Гребенникова, Г. В. Шубина, В. В. Аристова и др.

При совместном рассмотрении таблицы и рис. 32 можно убедиться в четком зональном размещении оруденения определенного состава, в зависимости от главных тектонических элементов. Проследим эту зональность с юго-востока от Агинского поднятия, через Ононо-Иля-Туринскую депрессию на северо-запад в сторону Даурского свода. В пределах Агинского поднятия проявлены вольфрамовая, оловянная, флюоритовая, молибденовая и акцессорная бериллиевая минерализация, с большей или меньшей примесью мышьяка, свинца и цинка. При этом оловянно-вольфрамовая минерализация четко локализована в районах выходов мезозойских интрузий и наиболее удалена от края депрессии (Зун-Ундурское, Барун-Ундурское, Урда-Таптанайское, Дульдургинское). По мере приближения депрессии появляются самостоятельные рудопоявления молибдена (Улан-Загатайское, Мадагинское, Тулутайское), мышьяка и увеличивается роль золота (Тарбагатайское месторождение). В пределах самой Ононо-Иля-Туринской депрессии проявлены собственно золото-рудные месторождения (Ара-Илинское, Бойца, Дыбыкса и др.) и незначительные проявления полиметаллов, киновари и антимонита (Шивия и др.). Последние, как правило, приурочены к наиболее погруженным участкам рассматриваемой депрессии (к верхнемезозойским впадинам). В пределах краевой части Даурского свода развита комплексная молибден-висмут-олово-вольфрамовая минерализация (Боглюнское месторождение), а также многочисленные ореолы молибдена, олова и висмута водораздела Битуй—Зун—Дарасун.

Закономерное изменение состава в пространстве имеет место и для юрских интрузивных образований. Наиболее кислые гранитоиды проявлены в пределах поднятий, в депрессии же развиты породы более основного ряда (см. рис. 32).

Для рассматриваемого района Ю. А. Алентьевым по результатам площадного геохимического опробования коренных пород на олово, свинец, медь, цинк, никель, кобальт, хром и ванадий была проведена, как и в Ханчаранга-

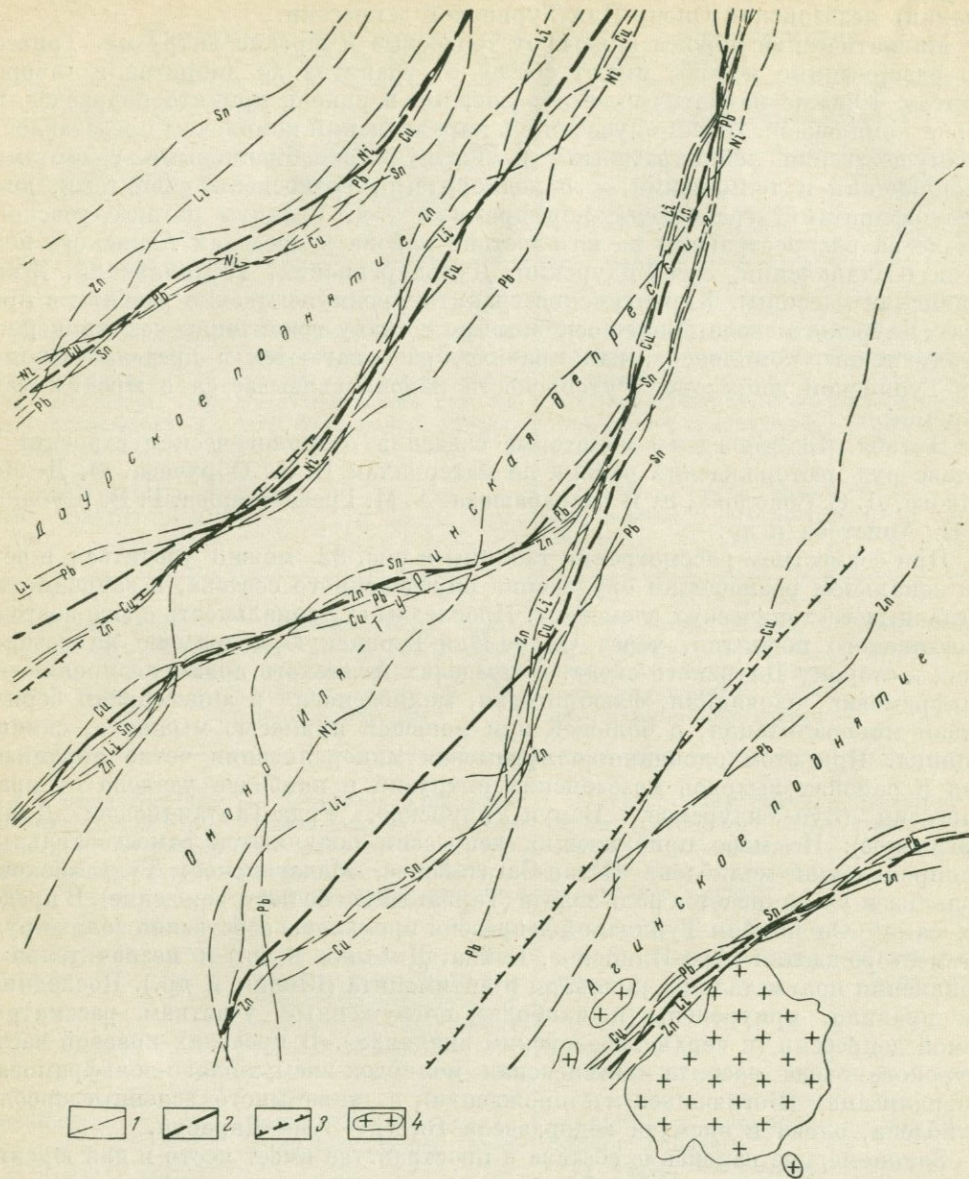


Рис. 33. Схема расположения границ полей статистически однородных содержаний свинца, цинка, олова, меди и других элементов в породах Дuldурга-Ара-Илинского района (по данным Ю. А. Алентьева, 1970 г.)

1 — границы полей статистически однородных кларк-концентраций; 2 — эмпирические обобщенные границы различных геохимических зон; 3 — примерная граница раздела поднятий и депрессий; 4 — мезозойские гранитоиды

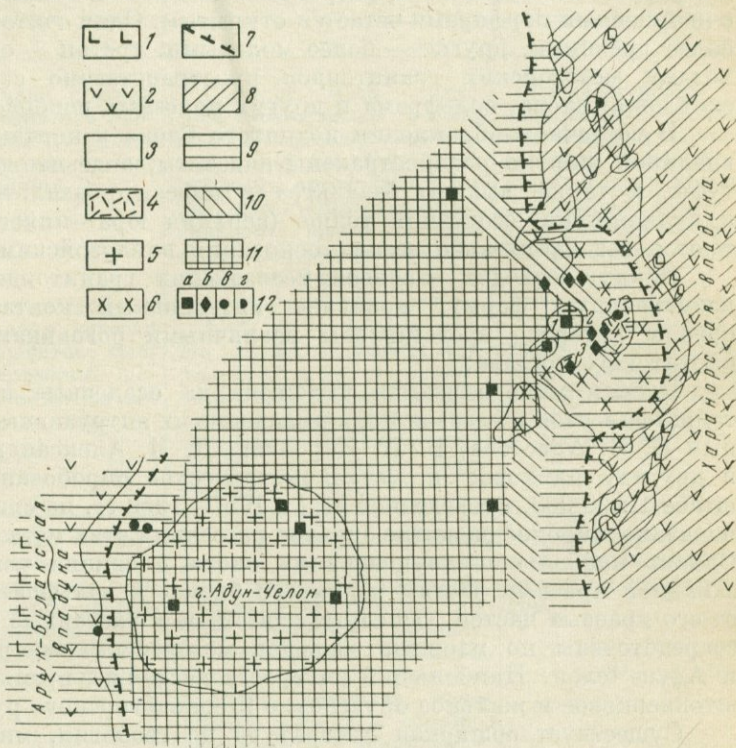
Любавинском районе, статистическая обработка анализов с выделением границ «статистически однородных полей» (рис. 33). Полученные им границы в большинстве случаев совпали с показанными на рис. 32.

### Шерловогорский — Адун-Челонский район (IV)

В пределах района широко распространены проявления редкометалльной и редкометалльно-сульфидной минерализации, ведущими компонентами которых являются олово, свинец, цинк, а также вольфрам и висмут. Рассматри-

Рис. 34. Геолого-геохимическая схема Шерловогорско-Адун-Челонского района. Геологическая основа по Г. М. Сластухинскому, Ф. В. Козлову, П. Т. Белову, В. В. Аристову, В. В. Гуцину и др.

1 — базальты, андезитобазальты мезо-кайнозой (?); 2 — андезиты, андезитодацииты, их туфы и брекчии, песчаники, конгломераты и угли верхней юры и нижнего мела; 3 — песчаники, сланцы, карбонатные породы, диабазовые порфиры палеозоя; 4 — кварцевые порфиры и туфобрекчии кварцевых порфиров мезозоя; 5 — граниты мезозоя; 6 — плагииграниты и габбро-диориты палеозоя; 7 — примерная граница раздела мезозойских впадин и поднятия. Площади преимущественного развития минерализации: 8 — сурьмянорутной; 9 — свинцово-цинковой; 10 — олово-свинцово-цинковой с мышьяком и турмалином; 11 — олово-вольфрамовой и висмутовой; 12 — месторождения и рудопроявления: а — кварцевые жилы и грейзены с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и висмутовыми минералами; б — сульфидно-касситеритовые с турмалином; г — полиметаллические; з — антимонит-киноварные (цифры на карте: 1 — Шерловогорское, 2 — Аплитовый отрог, 3 — Кварц-Турмалиновый отрог, 4 — сопка Большая, 5 — Северо-Восточный участок)



ваемый рудный район расположен в краевой части Агинского поднятия. Район ограничен верхнемезозойскими впадинами: с запада — Арык-Булакской, с востока — Харанорской. Расстояние между депрессиями 28—30 км. Ширина Харанорской депрессии в рассматриваемой части около 30 км, глубина, по геофизическим данным, достигает 1200 м от современной поверхности. Арык-Булакская впадина, являющаяся продолжением более крупных Торейских впадин на юге, имеет ширину в данном участке не более 5 км при максимальной глубине палеозойского фундамента около 800—900 м. Обе депрессии характеризуются сложным блоковым ступенчатым строением фундамента.

В строении поднятого блока участвуют метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения силура, девона и нижнего карбона, а также изверженные породы палеозоя и мезозоя (рис. 34).

Мезозойские интрузии обнажаются в двух участках — Шерловая Гора и Адун-Челон. Сложены они порфировидными гранитами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, аплитовидными гранитами, по-видимому, представляющими собой фациальные разновидности, включающие пегматиты и аплиты. К мезозойскому интрузивному комплексу относятся также тела кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий. Вопрос о взаимоотношениях гранитов с кварцевыми порфирами остается открытым. Одни считают кварцевые порфиры более древними, другие — более молодыми, третьи — одновременными. С выходами мезозойских гранитоидов пространственно связаны промышленные скопления олова, вольфрама и других полезных ископаемых.

В восточном обрамлении поднятого блока в контакте его с Харанорской впадиной широко распространены андезиты, андезито-дациты, фельзиты и их туфы, а также выходы базальтов и андезито-базальтов. Первые относятся к вулканогенно-осадочной толще (верхняя юра—нижний мел), вторые считаются без каких-либо веских оснований кайнозойскими.

Вокруг выходов массивов мезозойских гранитоидов, имеющих в плане изометричную форму, проявлен интенсивный контактовый метаморфизм, ореолы которого представлены различными роговиками кварц-полевошпатово-биотитового состава.

Рудная минерализация наложена на осадочные и эффузивно-осадочные толщи палеозоя и мезозоя и прорывающие их интрузивные образования. По данным В. В. Аристова, Б. Н. Королева, К. И. Александровой, Г. А. Егоровой и других, шлиховое и металлотрическое опробование территории в масштабе 1 : 50 000, проведенное ими в 1957—1959 гг. на свинец, олово, вольфрам, показало широкое развитие ореолов рассеяния этих металлов по всей площади. Однако наибольшие концентрации олова и свинца тяготеют к восточной и западной краевым частям поднятого блока, а вольфрам относительно удален от его краевых частей. Основные известные в настоящее время рудные объекты сосредоточены по площади выходов мезозойских интрузий Шерловая Гора и Адун-Челон. Наибольший интерес в настоящее время в районе представляет штокерное и жильное оруденение Шерлогогорского рудного поля (табл. 14).

Существует обширная литература по геологии, минералогии и генезису Шерлогогорского рудного поля. Это исследования О. Д. Левицкого, Г. М. Сластужинского, Д. О. Онтеева, Ф. В. Козлова, П. Т. Белова, В. В. Аристова, Е. И. Доломановой, В. В. Гущина и др. Оруденение развито в различных породах: в пределах штока мезозойских гранитов и в окружающих его роговиках, в кварцевых порфирах, в диоритовых порфиритах, плагиогранитах, песчанико-сланцевых и других породах. По вещественному составу руд в пределах Шерлогогорского рудного поля выделяется несколько участков, которые имеют и различное геологическое положение (см. табл. 14).

В наибольшем удалении от края Харанорской впадины, в границах непосредственно Шерлогогорского гранитного штока, ведущими являются топазмусковит-кварцевые, топаз-кварцевые до мономинеральных топазовых и кварцевых грейзенов с ферберитом, флюоритом, турмалином, с небольшим количеством касситерита и сульфидов (молибденита, арсенопирита, висмутита,

**Некоторые геолого-геохимические сведения о месторождениях  
Шерловгорско-Адун-Челонского рудного района**

Название месторождения	Геологическая характеристика: положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		Минералы: 1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Шерловгорское рудное поле а) участки Поднебесный, Миллионный; сопки Обнинская, Лукавая и др.	Восточная краевая часть поднятого блока; граниты, роговики; гнезда, штокверки, жилы	1) кварц, топаз, мусковит, сидерофиллит, полевые шпаты, биотит, лепидомелан, вольфрамит; 2—3) молибденит, арсенопирит, пирит, касситерит, висмутин, сфалерит, турмалин, флюорит, халькопирит, галеновисмутит, пирротин	Топаз-мусковит-кварцевый, топаз-кварцевый и другие грейзены с вольфрамитом и др.; кварц-плагиоклаз-биотит-флюоритовые и другие роговики
б) участок Аплитовый отрог	Восточная краевая часть поднятого блока; изверженные породы; зоны дробления	1—3) кварц, полевые шпаты, топаз, мусковит, турмалин, аксинит, актинолит, биотит, касситерит, шеелит, флюорит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, аксессуарные берtrandит и даналит	Кварц-полевошпатовый, кварц-топазовый, кварц-турмалиновый и другие грейзены с касситеритом и сульфидами
в) участки сопки Большой и Кварц-Турмалинового отрога	Восточная краевая часть поднятого блока; кварцевые порфиры; зоны дробления, штокверк	1—2) кварц, турмалин, злорит, касситерит, цезолиты, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, пирротин, кальцит. 3) молибденит, станнин, блеклая руда, никелин, кобальтин, висмутин, самородные висмут и серебро, антимонит, вольфрамит, шеелит, магнетит	Кварц-турмалиновый, турмалин-сульфидный с касситеритом
г) Северо-Восточный участок	Восточная краевая часть поднятого блока; роговики, изверженные породы; штокверк, гнезда, жилы	1—2) галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, блеклые руды и др. 1) кварц, карбонаты, флюорит, серицит, злорит, эпидот;	Галенит-сфалеритовый
Адун-Челонское рудное поле	Западная краевая часть поднятого блока; граниты, роговики; гнезда, жилы	1) кварц, топаз, мусковит, полевые шпаты; 2—3) касситерит, вольфрамит, турмалин, флюорит, галенит, пирит, арсенопирит, висмутин	Кварц-топазовые, кварц-полевошпатовые и мусковитовые грейзены и пегматиты

сфалерита и др.). Интенсивность грейзенизации непостоянна, и участки с незначительной грейзенизацией сменяются в зонах наибольшей трещиноватости хорошо проработанными грейзенами и жильными телами аналогичного состава (кварцевые, кварц-микроклин-топазовые, кварц-топазовые, кварц-топаз-ферберитовые). Наряду с перечисленными грейзенами и жилами для штока характерны топаз-кварц-лепидомелановые и кварц-сидерофиллитовые грейзены и жилы с ферберитом, висмутином и небольшим количеством турмалина и касситерита. Кварц-сидерофиллитовые образования характеризуются несколько большим количеством и разнообразием сульфидов (арсенопирит, молибденит, висмутин, сфалерит, халькопирит, пирит, галенит, галеновисмутит, пирротин). Все перечисленные минеральные ассоциации пересекаются и цементируются халцедоновидным кварцем.

В окружающих гранитный шток роговиках и песчанико-сланцевых отложениях грейзеновые образования представлены кварц-плагиоклаз-биотит-флюоритовыми с касситеритом, ферберитом и прочими минералами, кварц-топаз-биотитовыми с ферберитом, молибденитом и другими сульфидами. При этом последние более удалены от интрузии, чем первые. Следует подчеркнуть, что грейзеновые ассоциации (кварц-топазовые грейзены с касситеритом) развиты в песчанико-сланцевых породах к западу от штока грейзенизированных гранитов Шерловой Горы в еще большем удалении от впадины к центру поднятия.

По мере приближения к Харанорской впадине, к востоку от рассмотренного участка штока гранитов Шерловой Горы, характер минерализации меняется. Главную роль в рудах начинают приобретать турмалин, касситерит, сульфиды. В связи с большим разнообразием вмещающих пород характер оруденения здесь (состав минеральных ассоциаций, их количественные соотношения) подвержен значительным изменениям. На этой площади выделяется несколько рудных участков. В первом из них (Аплитовый отрог и др.), расположенном в нескольких сотнях метров к востоку от гранитного штока, рудная минерализация штокверкового типа развита в контакте плагиогранитов, диоритовых порфиритов и габбро-диоритов. Она представлена кварц-полевошпатовыми, кварц-топазовыми, кварц-мусковитовыми и кварц-турмалиновыми образованиями с касситеритом, шеелитом и другими, развитыми в плагиогранитах. В более основных по составу породах (диоритовых порфиритах и др.) минеральный состав руд меняется: появляются альбит, аксинит, активолит, эпидот, цоизит, биотит, серпентин, флюорит, акцессорные берtrandит и даналит. Сульфидная минерализация для участка в целом широко распространена, причем грейзеновая (кварц-топаз-мусковитовая), боровая (турмалин, аксинит) и сульфидная минеральные ассоциации находятся здесь примерно в равных соотношениях. Все перечисленные минеральные ассоциации пересечены кварц-цеолит-кальцитовыми прожилками.

Еще далее к востоку и юго-востоку, ближе к Харанорской впадине, примерно в 1 км от Шерлоговского штока, в составе руд начинают резко преобладать кварц-турмалиновая и сульфидная минеральные ассоциации (см. табл. 14). Здесь выделяются два рудных участка. Первый (сопка Большая) — штокверковый, локализован в туфобрекчиях кварцевых порфиров, в кварцевых порфирах, фельзитах и диоритовых порфиритах. Второй (Кварц-Турмалиновый отрог) — жильный в кварцевых порфирах. Основными минеральными

ассоциациями руд обоих участков являются: кварц-турмалиновая, турмалин-сульфидная с касситеритом, сульфидная. Нередко отмечается образование кварц-флюоритовых, а также аксинитовых пород и пересечение руд кварц-цеолит-кальцитовыми прожилками. Кварц-топазовые, кварц-мусковитовые и другие грейзены используются здесь весьма подчиненным распространением. Состав сульфидной ассоциации особенно сложен, в ней встречаются арсенопирит (глаукоdot, данаит), сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, пирротин, молибденит, станнин, блеклая руда, никелин, кобальтин, висмутин, висмут и серебро самородные, антимонит, а также касситерит, ферберит, шеелит, магнетит и другие минералы. При этом количественное проявление сульфидов в составе рудных тел этих участков в восточном и юго-восточном направлениях увеличивается (Северо-Восточный участок), и главными полезными компонентами руд становятся свинец и цинк. Наиболее характерным типом околожильных изменений сульфидсодержащих руд являются кварц-хлорит-серицитовые либо хлорит-серицит-эпидотовые метасоматиты.

Далее на восток от известных редкометалльно-сульфидных месторождений непосредственно в прибортовой части Харанорской впадины металлотрическим опробованием установлено наличие киновари.

В пределах Адун-Челонского рудного поля, расположенного на западной окраине поднятого блока (см. рис. 34), в одноименном штоке гранитов развиты пегматиты и грейзены, содержащие касситерит, турмалин, флюорит, топаз. Процессы грейзенизации представлены здесь кварц-топазовыми, кварц-мусковитовыми образованиями, содержащими незначительные количества касситерита, а также флюорита, турмалина и других минералов. Данные плихového и металлотрического опробования показывают, что основное количество ореолов рассеяния касситерита сосредоточено в западной части массива. Интересно, что далее к западу от гранитного массива, непосредственно в прибортовой части Арык-Булакской впадины известны рудопроявления, в составе которых установлены топаз, флюорит, галенит и сурьмяные охры.

Такова фактическая картина геологического строения района и размещения гипогенной минерализации на его территории. Она показывает, что зона распространения интересной сульфидной минерализации как на востоке, так и на западе района ориентирована вдоль контакта Харанорской и Арык-Булакской впадин. Оловянной и вольфрамовой минерализацией заражен весь поднятый блок, заключенный между впадинами, но максимум их концентрации тяготеет к выходам мезозойских гранитоидов.

Все исследователи района указывают на зональное размещение рудных парагенезисов в пределах восточного — Шерловгорского и западного — Адун-Челонского рудных полей, но рассматривают эту зональность только по отношению к соответствующим массивам гранитоидов и к рудоподводящим разрывным структурам, развитым вблизи них (Доломанова, 1963; Онтоев, 1966). Все они представляют ее как результат сложного сочетания пульсационной зональности и зональности отложения в течение отдельных этапов и стадий минерализации. Наши представления о зональности исходят из принципа рассмотрения геолого-структурных особенностей района в целом и в первую очередь его положения относительно окружающих мезозойских впадин. На рис. 34 приведена принципиальная схема зонального размещения магматических пород и рудных проявлений.

Из рассмотрения схемы следует, что в пространственном распределении и магматических пород, и оруденения для района в целом наблюдается четкая зональность. В местах, наиболее удаленных от бортовых частей впадин к центру поднятия, проявлены наиболее кислые по составу магматические породы (граниты, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты), которые по мере приближения к впадинам сменяются изверженными породами все более и более основного состава (андезит-дациты, дациты и их туфы). Если сюда же включить габбро, габбро-диабазы и андезито-базальты спорного возраста, то ряд смены магматизма будет полным: кислые—средние—основные. Особенно четко эта зональность проявлена в пределах наиболее изученной восточной окраины рассматриваемого района. Однако если учесть данные по магматизму площадей, расположенных к северу и югу от западной окраины рассматриваемой площади, то сходная картина может быть установлена и для нее. Здесь непосредственно в бортовой части Арык-Булакской впадины широким распространением пользуются породы основного состава (базальты и др.).

Аналогичная закономерная смена состава наблюдается для рудных минеральных парагенезисов. В центральных частях района, включая восточный и западный штоки проявлены малосульфидные кварц-топаз-вольфрамитовые и кварц-касситеритовые парагенезисы нередко с висмутовой минерализацией. По мере приближения к бортам впадины резко возрастает роль сульфидов. На каком-то отрезке возрастает роль касситерита и падает содержание вольфрамита. В этой зоне широким распространением пользуются силикатно-сульфидные касситеритсодержащие типы руд. Далее в составе руд начинают преобладать цинк и свинец. К ним в прибортовой части присоединяются сульфосоли, киноварь, золото и другие компоненты, характерные непосредственно для самих впадин.

Таким образом, наблюдается единая направленность в смене состава магматических пород и рудной минерализации относительно главных тектонических элементов района при локализирующем для олова и вольфрама значении массивов изверженных пород. Смена различных зон в районе происходит на незначительных расстояниях.

### Хангилай-Шилинский район (IX)

Хангилай-Шилинский рудный район характеризуется широким проявлением оловянно-вольфрамовой минерализации. Он расположен в центральной части Агинского поднятия (см. рис. 12). Удаленность района от ближайших мезозойских депрессий, обрамляющих Агинское поднятие, от 40 до 100 км, а до соседних мелких верхнемезозойских впадин, развитых на западе и востоке, — 25 и 30 км соответственно.

В геологическом строении района принимают участие песчаники и алевролиты с прослоями кварцевых порфиров и основных эффузивов палеозойского возраста. Мезозойские изверженные породы представлены Хангилай-Шилинским массивом юрских гранитов, обнажающихся в современном срезе в виде трех сближенных штоков в центральной части района: Спокойнинского (0,06 км<sup>2</sup>), Хангилайского (8 км<sup>2</sup>) и Хуху-Челотуйского (1,6 км<sup>2</sup>). Кроме того, в северной части рудного поля и некоторых других местах встречаются малые

интрузии гранит-порфиров, гранитов и гранодиоритов, также относимых к мезозою.

К юрскому времени условно относится комплекс даек гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров. Кроме них, на площади района известны дайки оливиновых базальтов, возраст которых предположительно считается палеоген-неогеновым.

Гранитоиды Хангилай-Шилинского массива в той или иной степени изменены автометасоматическими процессами. В пределах Хуху-Челотуйского штока в апикальной части, примерно до глубины 200 м, наиболее развиты микроклинизация, альбитизация и лепидолитизация, ниже идут слабо измененные мусковитовые и двуслюдяные граниты.

Породы Хангилайского штока представлены в центральной части и на глубине биотитовыми гранитами, которые к его контактам сменяются двуслюдяными и мусковитовыми разновидностями, наиболее широко развитыми в его юго-восточной части. Граниты Спокойнинского штока в апикальной части интенсивно альбитизированы и грейзенизированы, а на глубине, примерно с 250 м, переходят в двуслюдяные порфировидные граниты, аналогичные по составу двуслюдяным гранитам Хангилайского штока.

Краткая характеристика рудопроявлений района приведена в табл. 15 по материалам В. А. Орлова, А. А. Беуса, А. В. Дружинина, Н. Е. Залашковой, И. Ф. Григорьева, В. В. Дистлера, А. М. Гребенникова, В. Н. Зуева, Е. И. Долмановой и др. Выделяется несколько типов минерализации: 1) вольфрамитовый с аксессуарной бериллиевой и висмутовой минерализацией, связанный с кварц-мусковитовыми и другими грейзенами; 2) вольфрамит-касситеритовые и касситеритовые с весьма незначительной примесью арсенопирита, пирита и других сульфидов, связанных с кварцевыми жилами, сопровождаемыми локальной грейзенизацией.

Первый, вольфрамитовый, тип приурочен к апикальной части Спокойнинского штока.

Второй тип, вольфрамит-касситеритовые и касситеритовые рудопроявления, развит в экзоконтактах Спокойнинского (Увальное, Зун-Угжеге, Артельное, Приваловское, Занинское, Локермановское и другие точки) и Хуху-Челотуйского штоков (Барун-Килькиндинское, Зун-Килькиндинское и др.). Удаленность месторождений кварц-вольфрамит-касситеритовой минерализации от выходов изверженных пород — от первых десятков метров до 4 км. При этом максимальное количество точек этой минерализации расположено в восточной части рудного поля, в районе Спокойнинского штока.

Говоря об общих особенностях рудной минерализации Хангилай-Шилинского рудного поля, следует подчеркнуть их крайнюю обедненность сульфидными минералами. Содержание сульфидов (пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, молибденит) в рудах, по данным технологического опробования, не более 0,01—0,03%. Следующей отличительной особенностью является относительно незначительное количество в районе флюоритовой минерализации и наличие в составе пород- и рудообразующих минералов аксессуарной примеси лития, рубидия, цезия, тантала и бериллия.

Всеми исследователями месторождений Хангилай-Шилинского рудного района (И. Ф. Григорьев, Е. И. Долманова, А. А. Беус, Н. Е. Залашкова, А. М. Гребенников, В. В. Дистлер) отмечалось зональное размещение элемен-

**Некоторые геолого-геохимические сведения об оруденении  
Хангилай-Шилинского рудного района**

Название месторождения (рудопоявления)	Геологическая характеристика: положение в главных структурах; вмещающие породы; морфология рудных тел	Минеральный состав руд	
		1) главные; 2) второстепенные; 3) редкие	Типичные минеральные парагенезисы (типы руд)
1	2	3	4
Спокойнинское	Поднятие, центральная часть (25—30 км от ближайших впадин); граниты, роговики; штокверк, жилы, гнезда	1) кварц, полевые шпаты, мусковит, вольфрамит; 2—3) акцессорные: берилл, берtrandит, фенакит, колумбит, микролит, <i>лопарит</i> , <i>топаз</i> , касситерит, шеелит, штольцит, <i>апатит</i> , <i>гранат</i> , <i>флюорит</i> , магнетит, <i>эгирин</i> , висмутин, самородные: висмут, свинец, медь, пирит, сфалерит, халькопирит, молибденит, базобисмутит, <i>ортит</i> , <i>чилагит</i> , бенжаминит, марказит, ильменит	Мусковитовый, альбит-кварц-грейзеновый, кварц-мусковитовый, кварц-полевошпатовый
Приваловское, Артельное, Занинское, Локермановское, Барун-Килькиндинское	Поднятие, центральная часть (25—30 км от ближайших впадин); роговики; зоны дробления, жилы, штокверки	1) кварц, полевые шпаты, <i>слюда</i> ; 2—3) вольфрамит, касситерит, <i>флюорит</i> , арсениопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, шеелит, <i>хлорит</i> , <i>биотит</i> , <i>турмалин</i> , пирит, молибденит	Грейзеновый, кварц-полевошпатовый
Увальное, Верхне-Увальное, Зун-Килькиндинское	Поднятие, центральная часть (25—30 км от ближайших впадин); роговики, гранитоиды; жилы, зоны дробления	1) кварц, полевые шпаты, <i>слюды</i> ; 2—3) касситерит, вольфрамит, <i>флюорит</i> , <i>турмалин</i> , акцессорный <i>лепидолит</i> , <i>амазонит</i>	Грейзеновый, кварц-полевошпатовый
Незаметное	Поднятие, центральная часть (25—30 км от ближайших впадин); роговики; гнезда, зоны дробления	1) кварц, полевые шпаты, <i>слюды</i> ; 2—3) вольфрамит, <i>флюорит</i> и др.	Грейзеновый, кварц-полевошпатовый

тов: тантала, ниобия, лития, рублидия, цезия — непосредственно в апикальной части Хуху-Челотуйского штока; вольфрама в эндо- и экзоконтакте Спокойнинского и Хуху-Челотуйского штоков; вольфрама и олова в экзоконтакте Хангилай-Шилинского массива. Объясняется эта зональность различными геологическими условиями формирования отдельных штоков Хангилай-Шилинского массива (морфология и размеры штоков, их эрозионный срез, вмещающие породы и т. д.), с которым оруденение генетически связывается. Генетическая общность оруденения с интрузиями подчеркивается сближенностью в пространстве месторождений рудного поля с выходами мезозойских изверженных пород, от которых руды не удаляются более чем на 4 км. Далее этого интервала на десятки километров каких-либо рудных проявлений не установлено. Рудная минерализация вновь появляется только близ мезозойских депрессий, окаймляющих Агинское поднятие. Здесь они уже представлены совершенно другими типами месторождений: антимонит-ферберит-киноварным (Барун—Шивия), галенит-сфалеритовым и сульфидно-касситеритовым (Ононское месторождение и др.).

\* \* \*

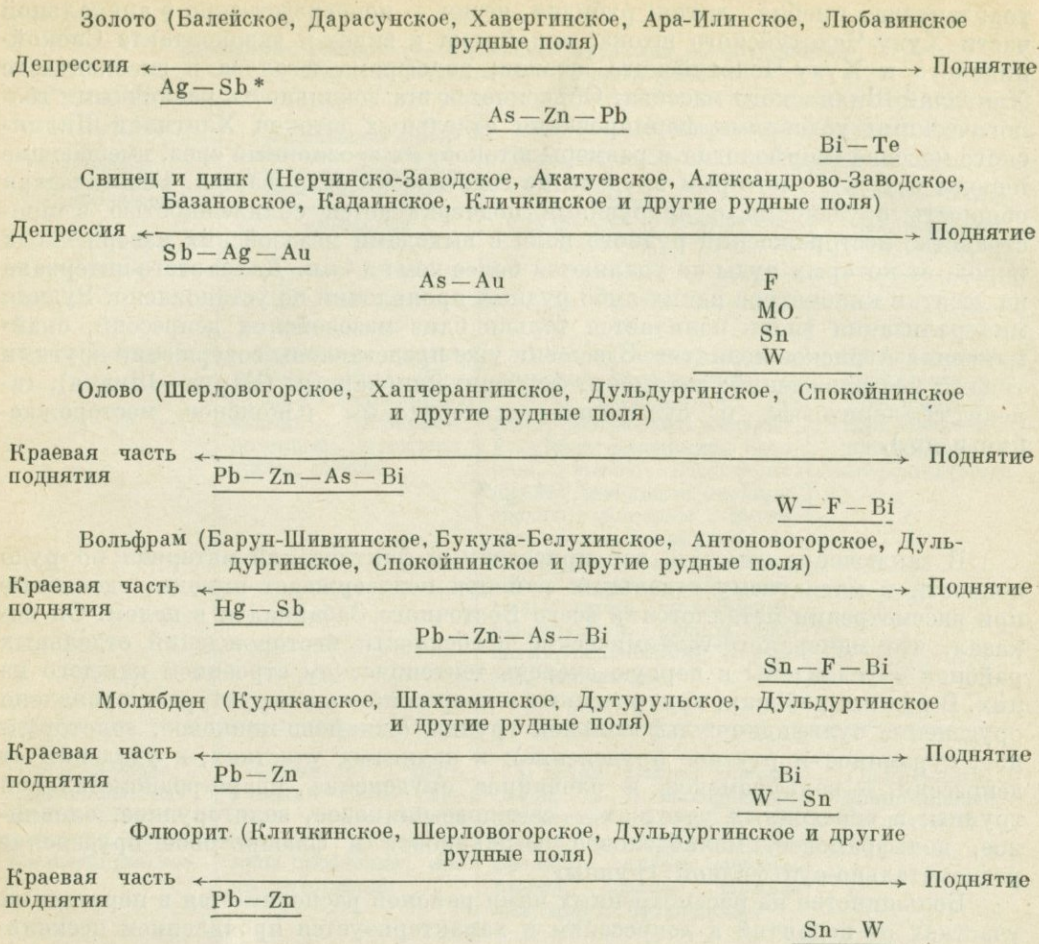
В заключение отметим, что приведенный фактический материал по рудности и магматизму отдельных районов подтверждает выводы, сделанные при рассмотрении металлогении всего Восточного Забайкалья в целом. Он показал, что минералого-геохимические особенности месторождений отдельных районов обусловлены в первую очередь тектоническим строением каждого из них. В рудных районах, приуроченных к депрессионным структурам, проявлено оруденение сульфидно-сульфосолевой группы (свинцово-цинковое, золоторудное, сурьмяное и ртутное оруденение); в поднятых участках, в удалении от депрессий, — вольфрамовое и оловянное оруденение кварц-редкометальной группы; в переходных участках — свинцово-цинковое, золоторудное, оловянное, вольфрамовое, молибденовое, мышьяковое и флюоритовое оруденение редкометально-сульфидной группы.

Большинство из рассмотренных нами районов располагается в переходных участках от поднятий к депрессиям и характеризуется проявлением нескольких типов минерализации: сульфидно-сульфосолевого и редкометально-сульфидного; редкометально-сульфидного и кварц-редкометального и т. д.

Смена одного типа минерализации другим может быть более или менее быстрой и контрастной в зависимости от характера перехода одной структуры в другую.

Ширина отдельных зон может варьировать в довольно широких пределах в зависимости от конкретной геологической обстановки. Тем не менее общая последовательность пространственной смены одного типа оруденения другим от одной структуры к другой четко выдерживается во всех случаях.

Анализ частных зональных рядов по отдельным районам позволяет для каждого из ведущих рудных компонентов составить обобщенный зональный ряд, который отражает общую тенденцию смены минерализации от одной тектонической структуры к другой. Графически эти ряды, в которых учтены данные по многим рудным районам Восточного Забайкалья, можно представить следующим образом:



\*) Сопутствующие элементы.

Аналогичная смена состава при переходе от одной структуры к другой в отдельных рудных районах установлена и для мезозойских магматических образований. В общем виде она заключается в том, что наиболее кислые гранитоиды, развитые в поднятиях, при переходе к депрессиям сменяются все более и более основными разновидностями изверженных пород, вплоть до основных.

В пределах рудных районов, располагающихся в единой структуре и характеризующихся проявлением однотипной минерализации, нередко отмечается своя более частная зональность. Она выражается в различной интенсивности проявления в рудах тех или иных полезных компонентов, в изменении их количественных соотношений (Pb : Zn; Sn : W; Sb : As и т. д.), а также в степени концентрации в рудах и минералах элементов-примесей (Au, Ag, Tl, In, Bi, Se,

Те и т. д.). Эта зональность связана с деталями геологического строения того или иного участка, главным образом с локальными различиями их тектонического строения: большая или меньшая амплитуда погружения, большая или меньшая удаленность от верхнемезозойских впадин и т. д.

Наряду с общей приуроченностью проявлений оловянной, вольфрамовой, молибденовой, бериллиевой и тантало-ниобиевой минерализации к поднятым структурам (т. е. первостепенная роль тектонического фактора) в конкретной локализации их месторождений большое значение имеют выходы мезозойских интрузий.

Отмечаемая многими исследователями в пределах отдельных месторождений вертикальная зональность оруденения выражается сменой минеральных ассоциаций, свойственных данному типу месторождений, а также изменением степени концентрации различных компонентов руд. При этом смены по вертикали выделяемых нами групп месторождений не наблюдается.

На проявление вертикальной зональности в пределах отдельных месторождений, а также горизонтальной зональности непосредственно вокруг выходов интрузивных массивов, определяющее влияние оказывают такие факторы, как время приоткрывания трещин и поступления растворов, температура и глубина рудообразования, изменения рН растворов и т. д. Эта зональность относится В. И. Смирновым к зональности первого и второго рода. Она хорошо изучена для Восточного Забайкалья и нами специально не рассматривалась.

При сопоставлении отдельных месторождений в пределах районов подтвердилась существенная роль при рудообразовании состава вмещающих оруденение пород и эрозионного среза. Первый фактор оказывает большое влияние на морфологию рудных тел, их текстурно-структурные особенности, а также на минеральный состав руд; второй — определяет степень рудоносности конкретной интрузии. Вместе с тем, еще раз следует подчеркнуть, что ни в одном из изученных районов эти факторы не оказывали решающего влияния на появления или отсутствие в месторождениях того или иного полезного компонента, что всегда определялось тектоникой.

Таким образом, крупно- и среднемасштабное изучение отдельных районов и месторождений полностью подтвердило выводы мелкомасштабных исследований. Одновременно проведенный анализ показал, что зональность отдельных рудных районов и месторождений является звеном общей региональной рудно-магматической зональности, устанавливаемой для всего Восточного Забайкалья в целом.

## РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Этот раздел работы в значительной мере является постановочным и затрагивает некоторые вопросы прогнозирования рудных районов. В предыдущих разделах мы рассмотрели закономерности пространственного размещения известных на сегодняшний день эндогенных проявлений Восточного Забайкалья. Основное внимание при рассмотрении закономерностей размещения магматических образований и рудной минерализации было уделено характеристике отдельных тектонических структур в целом. Так, например, было показано,

Средние расстояния верхнемезозойских впадин от границ различных структур (км)

Области	Среднее расстояние до границы		
	доюрских структур	юрских структур	ближайшей структуры
Вся рассматриваемая территория в целом	13,8	12,0	8,2
Междуречье Шилки и Аргуни, а также районы устойчивых воздыманий в доюрское и юрское время	10,5	8,0	6,5
Междуречье Шилки и Аргуни	9,0	5,2	3,3

что районам мезозойских поднятий свойственно проявление относительно кислого магматизма и оловорудной, вольфрамовой и т. п. минерализации, тогда как для мезозойских депрессий характерно проявление менее кислых магматических пород и свинцово-цинковой сурьмяной и другой халькофильной минерализации. В данном разделе мы остановимся на том, в каких геологических условиях происходит локализация оруденения.

Таблица 17

Совпадение главных разломов с границами различных структур (%)

Структуры	Процент от суммарной длины тектонических зон, приходящихся на границу данной структуры
Доюрские	35
Юрские	65
Верхнемезозойские	31
Доюрские и юрские	71

До недавнего времени в Восточном Забайкалье при прогнозировании рудных районов в масштабе 1 : 1 000 000—1 : 200 000 основное внимание уделяли контролю оруденения раз-

рывными нарушениями. Мы уже отмечали, что надежность выделения разрывных нарушений при мелко- и среднемасштабных построениях в Восточном Забайкалье весьма незначительна. Об этом свидетельствуют многочисленные схемы разрывной тектоники, сопоставление которых показывает большую разноречивость предлагаемых построений.

В основу анализа локализации мы положили границы выделяемых на схеме (см. рис. 1) структур, а также границы выходов мезозойских интрузий (см. рис. 14). Как уже отмечалось, границы структур устанавливались на основании анализа палеотектонических построений. Из них в первую очередь отметим следующие границы: 1) районов устойчивого прогибания в доюрское время; 2) районов устойчивых доюрских воздыманий, которые унаследованно воздымались и в юрское время; 3) юрских депрессий и поднятий; 4) мезозойских

инверсионных структур и 5) распространения верхнеюрских — нижнемеловых осадков, фиксирующих местоположение верхнемезозойских впадин. В отношении последних необходимо подчеркнуть, что они обнаруживают явное тяготение к границам более ранних доюрских и юрских структур (табл. 16). Границы эти являются тектоническими, степень совпадения с ними выделяемых, по данным А. Ф. Мушникова, главных тектонических разломов показана в табл. 17.

Из данных таблицы видно, что 71% суммарной длины тектонических зон разломов следует границам домезозойских и мезозойских структур; 65% идет по границам мезозойских структур. Степень унаследованности разновозрастных разломов друг другом весьма велика (табл. 18).

Т а б л и ц а 18

Совпадение разновозрастных разломов в пространстве (%)

Разломы разного возраста	Величина совпадения (вертикальных и горизонтальных граф)		
	Доюрские	Нижне-среднеюрские	Средне-верхнеюрские
Доюрские	—	62	40
Нижне-среднеюрские	75	—	44
Средне-верхнеюрские	82	74	—
Нижне-верхнеюрские	88		

Рассмотрим вопрос о приуроченности к выделенным границам мезозойских магматических образований.

При совместном рассмотрении табл. 19, 20 видна приуроченность мезозойских интрузивных пород к границам раздела различных тектонических структур и особенно к верхнемезозойским впадинам.

Т а б л и ц а 19

Средние расстояния мезозойских интрузивных пород от границ различных структур (км)

Области	Среднее расстояние до границ		
	доюрских структур	юрских структур	ближайшей структуры
Вся рассматриваемая территория в целом	10,7	10,4	6,1
Междуречье Шилки и Аргуни, а также районы устойчивых воздыманий в доюрское и юрское время	9,4	8,5	6,0
Междуречье Шилки и Аргуни	3,8	3,2	0,8

В табл. 21 приведены средние расстояния участков распространения эффузивных пород от границ различных структур. Как и для интрузивных образований, для эффузивов устанавливается четкая связь с границами различных структур.

Таблица 20

Средние расстояния мезозойских интрузивных пород от границ верхнемезозойских впадин (км)

Области	Среднее расстояние
Вся рассматриваемая территория в целом	4,4
Устойчивых доюрских и юрских воздыманий	0,9
Агинское поле	7,0
Междуречье Шилки и Аргуни	4,7

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о том, что различные магматические образования, так же как и верхнемезозойские впадины, четко приурочены к границам выделенных нами структур. При этом мезозойские магматические породы и верхнемезозойские впадины очень часто пространственно тесно совмещены. Это, вероятно, связано с максимальной тектонической нарушенностью данных участков. Для последующих выводов важно привести сведения о расстоянии между мезозойскими интрузивными массивами и верхнемезозойскими впадинами в различных областях (табл. 22). По этим расстояниям территория Агинского поля явно отличается от остальных областей Восточного Забайкалья. Если же сравнить промежутки между юрскими депрессиями (см. рис. 1), то можно противопоставить область междуречья Шилки и Аргуни, где это расстояние обычно составляет первые десятки километров, и Агинское поле, а также районы устойчивых доюрских и юрских воздыманий, где оно достигает многих десятков первых сотен километров.

Переходя к рассмотрению условий локализации оруденения в Восточном Забайкалье, необходимо отметить, что они в настоящее время надежно могут быть охарактеризованы только для наиболее хорошо изученных полезных ископаемых (олова, вольфрама, молибдена, золота, свинца, цинка и флюорита).

Ранее нами для каждого из металлов были выявлены и оценены статистически (при помощи критерия  $\chi^2$ ) закономерности их распределения в различ-

Таблица 21

Средние расстояния участков распространения мезозойских эффузивных пород от границ различных структур (км)

Области	Среднее расстояние до границ		
	доюрских структур	юрских структур	ближайшей структуры
Вся рассматриваемая территория в целом	13,0	14,5	9,3
Междуречье Шилки и Аргуни, а также районы устойчивых воздыманий в доюрское и юрское время	9,0	11,0	7,7
Междуречье Шилки и Аргуни	8,0	7,5	2,1

Расстояние между ближайшими мезозойскими интрузивными массивами, верхнемезозойскими впадинами (км)

Области	Расстояния		
	между интрузивными массивами	между верхнемезозойскими впадинами	
		в северо-западном направлении	в северо-восточном направлении
Вся рассматриваемая территория в целом	20	17	20
Устойчивых доюрских и юрских воздыманий	16	10	17
Агинское поле	32	35	35
Междуречье Шилки и Аргуни	12	15	17

ных структурах. Сравнение значимых величин критериев  $\chi^2$  различных полезных ископаемых в одноименных структурах по методу Д. А. Родионова (1968) позволило приблизительно ранжировать их по силе связи с данной структурой. Сравнение производилось отдельно для месторождений и рудопроявлений (табл. 23). Эти данные еще раз указывают на максимальную величину силы связи олова, а также вольфрама, флюорита с доюрскими структурами, а свинца, цинка, золота — с юрскими (см. табл. 23).

Таблица 23

Ряды полезных ископаемых по убывающей силе связи (уменьшению значений  $\chi^2$ ) для различных структур

Месторождения	Рудопроявления
<b>Доюрские структуры</b>	
1. Олово (80,7) *	1. Олово (77,6)
2. Вольфрам (43,3), флюорит (24)	2. Флюорит (41), вольфрам (23,2), золото (18)
3. Флюорит (24), мышьяк (8), сурьма (5,6) **	3. Вольфрам (23,2), золото (18), сурьма (13,6)
4. Свинец—цинк (—) ***, молибден (—)	4. Вольфрам (23,2), золото (18), сурьма (13,6), свинец—цинк (10,1)
	5. Мышьяк (—), молибден (—)
<b>Юрские структуры</b>	
1. Свинец—цинк (76,6)	1. Золото (82,5)
2. Олово (12,55), сурьма (12,5), мышьяк (9,4), флюорит (7)	2. Свинец—цинк (45,2)
	3. Мышьяк (11,7), вольфрам (7,2), флюорит (6), олово (4,78), молибден (5,3)
	4. Сурьма (—)

\*) Значения критерия.

\*\*) В этом и остальных рядах, состоящих из нескольких элементов, силу связи следует считать сходной.

\*\*\*) Знак минус здесь и в последующих таблицах указывает на отсутствие связи.

Такая же ранжировка по силе связи была произведена для всех рассмотренных полезных ископаемых относительно границ различных структур (табл. 24). Исходным материалом служили данные Читинского геологического управления по местоположению месторождений и рудопроявлений различных металлов. Были замерены расстояния точек минерализации до границ различных структур, которые затем обработаны статистически.

Таблица 24

Ряды полезных ископаемых по убывающей силе связи (уменьшению значения  $\chi^2$ ) с границами\* различных структур

Месторождения	Рудопроявления
Д о ю р с к и е   с т р у к т у р ы	
1. Свинец—цинк (40) 2. Олово (5,9), мышьяк (4,6), вольфрам (4,2), флюорит (4) 3. Сурьма (—), молибден (—)	1. Золото (129,9) 2. Свинец—цинк (23,9) 3. Молибден (4,2), флюорит (3,8) 4. Сурьма (—), олово (—), вольфрам (—), мышьяк (—)
Ю р с к и е   с т р у к т у р ы	
1. Свинец—цинк (48,5) 2. Молибден (10,5), мышьяк (5,9), вольфрам (5), флюорит (4) 3. Олово (—), сурьма (—)	1. Золото (198,1) 2. Молибден (21,9) 3. Свинец—цинк (21,8), флюорит (10), вольфрам (6,6)

\* Сравнение производилось для 10-километровой полосы по обе стороны от границ соответствующих структур.

Обращает на себя внимание наибольшая связь свинца, цинка и золота с границами как доюрских, так и юрских структур, а молибдена — только с границами юрских структур. Не менее интересно распределение по силе связи различных рудных компонентов для границ верхнемезозойских впадин и мезо-

Таблица 25

Ряды полезных ископаемых по убывающей силе связи (уменьшению значения  $\chi^2$ ) с границами\* верхнемезозойских впадин

Месторождения	Рудопроявления
1. Свинец—цинк (142,6) 2. Мышьяк (47,4) 3. Сурьма (16), олово (9), молибден (5,9), флюорит (5,7) 4. Вольфрам (—)	1. Свинец—цинк (56,9), золото (45,2) 2. Флюорит (17,5), сурьма (7,6), мышьяк (7,2) 3. Молибден (—), олово (—), вольфрам (—)

\* Сравнение производилось для 10-километровой полосы, огибающей впадину в сторону поднятия.

зойских интрузий. Наиболее высока сила связи с границами верхнемезозойских впадин у свинца, цинка, золота; значительна она также у мышьяка, флюорита и сурьмы (табл. 25). Сила связи с массивами мезозойских интрузивных пород наиболее велика у свинца, цинка, олова, вольфрама, золота и молибдена (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Ряды полезных ископаемых по убывающей силе связи (уменьшению значения  $\chi^2$ ) с интрузивными массивами мезозойских пород

Месторождения	Рудопроявления
1. Свинец—цинк (106,8), олово, (402,7), вольфрам (64,8)	1. Золото (204,5)
2. Вольфрам (64,8), мышьяк (45,0)	2. Олово (59,3), свинец—цинк (58,5), вольфрам (38,1)
3. Мышьяк (45,0), молибден (26,1)	3. Флюорит (10)
4. Молибден (26,1), флюорит (15), сурьма (8,5)	4. Мышьяк (—), сурьма (—)

Связи отдельных полезных ископаемых с различными структурами, их границами и массивами мезозойских интрузивных пород сопоставлены в табл. 27. Эти данные характеризуют всю территорию Восточного Забайкалья в целом. Рассматриваемая территория по геологической специфике, как уже отмечалось, может быть подразделена на три области, отличающиеся друг от друга расстояниями как между отдельными интрузивными массивами, так и между соседними верхнемезозойскими впадинами и юрскими депрессиями: 1) Агинское поле; 2) области устойчивых поднятий Урулунгуйевского блока на юге и Ульдургинского на северо-западе; 3) обширная территория междуречья Шилки и Аргуни. Предварительная проверка оценок силы связи для одних и тех же полезных ископаемых в различных областях не показала существенных различий. В связи с этим приведенные в табл. 27 выводы справедливы для всех областей.

Таким образом, проведенные подсчеты дали возможность для каждого из рассмотренных полезных ископаемых выявить свои ведущие условия, определяющие их локализацию. В одних случаях на первое место в локализации оруженения выступают мезозойские интрузии, в других — верхнемезозойские впадины или границы юрских структур, для третьих — границы палеозойских структур. Чаще всего перечисленные главные критерии локализации действуют совместно в различных сочетаниях.

Перейдем к вопросу выделения локальных районов, наиболее благоприятных для поисков скрытого оруженения. На территории Восточного Забайкалья известно более 1000 месторождений и рудопроявлений различных металлов. Распределены они неравномерно в виде отдельных узлов — рудных районов (рис. 35), радиус которых колеблется от 10 до 20 км. Число таких районов достигает 100. Эти участки включают более 90% всех известных проявлений эндогенной минерализации. Выделяемые участки далеко не равнозначны по степени рудоносности и изученности. Третья часть их представляет собой территории, в которых известны промышленные месторождения; остальные, как правило,

Сопоставление силы связи (величины  $\chi^2$ ) отдельных наиболее распространенных полезных ископаемых с различными структурами, их границами и массивами мезозойских интрузивных пород

Месторождения		Рудопроявления	
Связь с тектонической структурой в целом	Связь с границей структур и интрузивными массивами	Связь с тектонической структурой в целом	Связь с границей структур и интрузивными массивами
<b>О л о в о</b>			
1. Доюрские (80,7) 2. Юрские (12,5)	1. Интрузии (102,7) 2. Верхнемезозойские впадины (9), доюрские (5,9) 3. Юрские (—)	1. Доюрские (77,6) 2. Юрские (4,8)	1. Интрузии (59,3) 2. Верхнемезозойские впадины (—), юрские (—), доюрские (—)
<b>В о л ь ф р а м</b>			
1. Доюрские (43,3) 2. Юрские (—)	1. Интрузии (64,8) 2. Юрские (5,1), доюрские (4,2) 3. Верхнемезозойские впадины (—)	1. Доюрские (23,2) 2. Юрские (7,2)	1. Интрузии (38,1) 2. Юрские (6,6) 3. Верхнемезозойские впадины (—), доюрские (—)
<b>С в и н е ц — ц и н к</b>			
1. Юрские (176,6) 2. Доюрские (—)	1. Верхнемезозойские впадины (142,6), интрузии (106,8) 2. Юрские (48,5), доюрские (40,4)	1. Юрские (45,2) 2. Доюрские (10,1)	1. Интрузии (58,5), верхнемезозойские впадины (56,9) 2. Доюрские (23,3), юрские (21,8)
<b>М о л и б д е н</b>			
1. Юрские (—), доюрские (—)	1. Интрузии (26,1), юрские (10,5) 2. Юрские (10,5), верхнемезозойские впадины (5,9) 3. Доюрские (—)	1. Юрские (5,3) 2. Доюрские (—)	1. Интрузии (34,3), юрские (21,9) 2. Доюрские (4,2) 3. Верхнемезозойские впадины (—)
<b>Ф л ю о р и т</b>			
1. Доюрские (24) 2. Юрские (7)	1. Интрузии (15,4), верхнемезозойские впадины (5,7), юрские (4), доюрские (4)	1. Доюрские (41) 2. Юрские (6)	1. Верхнемезозойские впадины (17,5), юрские (9,9), интрузии (9,7), доюрские (3,8)
<b>З о л о т о</b>			
—	—	1. Юрские (82,5) 2. Доюрские (18)	1. Интрузии (204,5), юрские (198) 2. Доюрские (129,9) 3. Верхнемезозойские впадины (45,2)

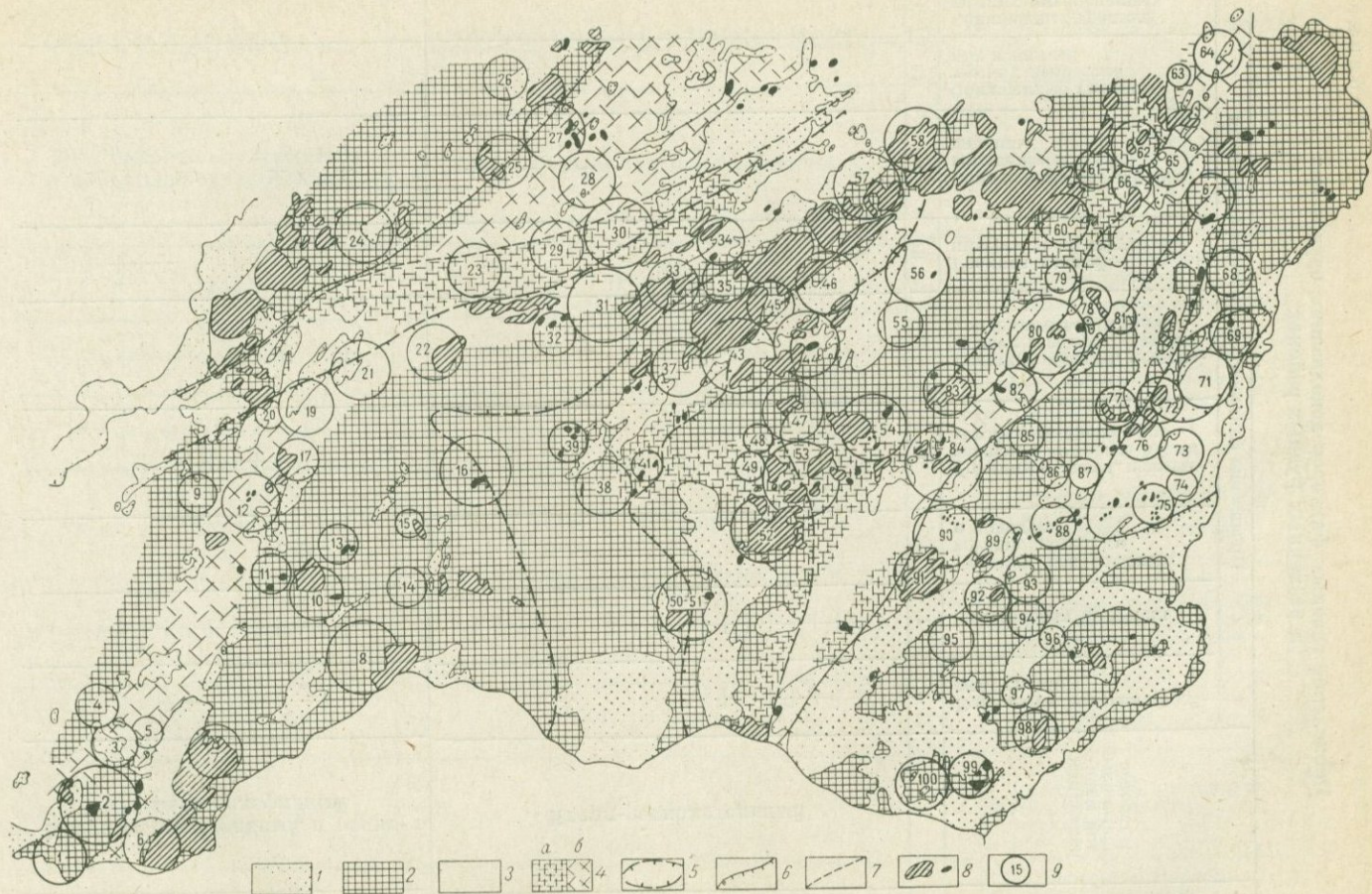


Рис. 35. Распространение районов проявлений рудной минерализации различных металлов в Восточном Забайкалье  
 Условные обозначения 1—7 см. на рис. 1; 8 — мезозойские интрузии; 9 — рудные районы

**Проявление главных факторов локализации оруденения  
в различных рудных районах**

№ района на схеме (рис. 35)	Наиболее характерный тип минерализации	Проявление факторов локализации оруденения								
		Единичная верхнемезозойская впадина	Мезозойская интрузия	Граница, разделяющая юрские депрессии и поднятия	Границы области, испытавшей в доюрское время устойчивое прогибание	Границы области, испытавшей в доюрское время устойчивое воздымание	Граница юрской инверсионной структуры	Сближенные две и более верхнемезозойские впадины	Сближенные границы юрских депрессий или поднятий	Сближенные границы юрских инверсионных структур
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
6	Кварц-редкометалльный	++*	++							
7		++	++							
8		++	++					+		
10		++	++							
11		++	++							
13		++	++							
14		+	++							
15			++							
16			++							
26		+	++			+				
41		+	++			+				
49			++			+				
68										
94		+					+		+	
96								+		
98			+					++		
99			++					++		
100			++					++		
24	Кварц-редкометалльный и редкометально-сульфидный		+				+			
31			+	+					+	
32				++						+
33				++	+					
38			+	++	++				+	
47			+	++	++					
48				++	++					
50				++	++				+	
52			+	++	++	+			+	
53				++	++	+		++		
54			++	++			++			
97			++	++				+		

№ района на схеме (рис. 35)	Наиболее характерный тип минерализации	Проявление факторов локализации оруденения									
		Единичная верхнемезозойская впадина	Мезозойская интрузия	Граница, разделяющая юрские депрессии и поднятия	Границы области, испытавшей в доюрское время устойчивое прогибание	Границы области, испытавшей в доюрское время устойчивое воздымание	Граница юрской инверсионной структуры	Сближенные две и более верхнемезозойские впадины	Сближенные границы юрских депрессий или поднятий	Сближенные границы юрских инверсионных структур	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
25	Редкометалльно-сульфидный		+	+		+					
17		+	+	+							
1									+		
9		+	+	+							
22			+	+							
23										+	
29						+				+	+
30						+				+	
35			+	+		+					
39				+		+			+		
60			+	+		+					
61			+	+		+				+	
67				+		+	+			+	
69			+	+		+					
77				+		+					
79				+		+					
83				+		+					
85						+	+			+	
86						+				+	
91		+	+		+	+			+	+	
92			+		+						
93		+			+						
95					+				+		
2	Редкометалльно-сульфидный и сульфидно-сульфосольный									+	
3										+	+
4										+	
27				+						+	
45			+	+			+			+	
46			+	+						+	
57			+	+							
58				+							
62				+						+	
63				+						+	
81			+	+						+	+
84				+						+	
66				+		+				+	
37			+						+		

№ района на схеме (рис. 35)	Наиболее характерный тип минерализации	Проявление факторов локализации оруденения								
		Единичная верхнемезозойская впадина	Мезозойская интрузия	Граница, разделяющая юрские депрессии и поднятия	Границы области, испытавшей в доюрское время устойчивое прогибание	Границы области, испытавшей в доюрское время устойчивое воздымание	Граница юрской инверсионной структуры	Сближенные две и более верхнемезозойские впадины	Сближенные границы юрских депрессий или поднятий	Сближенные границы юрских инверсионных структур
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
5				+			+	+		
12			+	+			+	+	+	+
21		+		+	+		+			
28				+				+		
44			+		+			+	+	
55		+	+	+						
56		+		+	+					
64			+		+				+	+
65				+	+		+			
73						+		+		
74						+		+		
75				+		+		+		
76				+		+		+		
87		+		+		+		+		
88		+		+		+				
89			+	+				+		
90			+	+		+		+		
82			+	+	+	+	+	+		
19		+	+	+	+		+			
20			+	+						
34			+		+			+		+
43			+		+			+	+	+
71			+	+		+		+		
72				+		+		+		
78			+		+		+	+	+	
80			+		+		+	+	+	+

\* Знак «+» указывает на наличие данного фактора.

содержат единичные проявления рудной минерализации. В табл. 28 сведены фактические данные о проявлении в выделенных на рис. 35 рудных районах тех или иных рудоконтролирующих факторов (границ юрских и доюрских структур, верхнемезозойских впадин, мезозойских интрузий).

Районы сгруппированы по типам минерализации: 1) кварц-редкометалльные; 2) кварц-редкометалльные и редкометалльно-сульфидные; 3) редкометалльно-сульфидные; 4) редкометалльно-сульфидные и сульфидно-сульфосольные; 5) сульфидно-сульфосольные. Принадлежность района к определенному типу произве-

дена нами с учетом охарактеризованных выше закономерностей размещения типов месторождений.

Анализ этих материалов выявил, что для районов с проявлением различных типов рудной минерализации характерен различный набор и значимость рудо-контролирующих факторов (см. табл. 28).

Интрузивный фактор важен для всех типов минерализации, но наибольшая его роль отмечена для районов с кварц-редкометальной и комбинацией кварц-редкометальной и редкометально-сульфидной минерализации. Для таких районов частота встречаемости мезозойских интрузивных пород достигает 80—100%, тогда как для районов с иной минерализацией эта величина снижается (табл. 29).

Не менее существенно наличие верхнемезозойских впадин. Они встречаются в 70—100% рудных районов. При этом значимость для оруденения единичной впадины, а также нескольких сближенных впадин четко увеличивается от районов с кварц-редкометальным типом минерализации к районам с сульфидным оруденением (см. табл. 29).

Фактор границ раздела мезозойских депрессий и поднятий увеличивается аналогичным образом от районов с кварц-редкометальным и редкометально-сульфидным типом минерализации к районам с сульфидным оруденением.

Аналогичная тенденция наблюдается для остальных факторов (см. табл. 29). Из них следует отметить особую важность для оруденения границ раздела мезозойских инверсионных структур.

Необходимо подчеркнуть, что для районов с различными типами минерализации количество проявленных рудоконтролирующих факторов различно (табл. 30). Минимальное их количество типично для районов с кварц-редкометальной минерализацией (один-два фактора) и максимальное в районах с проявлением сульфидного оруденения (до шести факторов).

Таблица 29

Относительная роль факторов локализации оруденения для различных типов рудных районов

Тип минерализации	Количество районов	Рудоконтролирующие факторы					
		Мезозойская интрузия		Верхнемезозойские впадины		Граница, разделяющая юрские депрессии и поднятия	
		Количество районов	%	Количество районов	%	Количество районов	%
1	2	3	4	5	6	7	8
1. Кварц-редкометальный	18	15	83	13 (5)*	72 (28)	—	—
2. Кварц-редкометальный редкометально-сульфидный*	12	12	100	8 (4)	67 (33)	3 (1)	25 (8)
3. Редкометально-сульфидный	23	14	60	15 (8)	65 (35)	22 (5)	95 (22)
4. Редкометально-сульфидный и сульфидно-сульфосольный*	14	12	86	13 (9)	93 (64)	14 (4)	100 (28)
5. Сульфидно-сульфосольный	26	19	73	26 (20)	100 (77)	23 (7)	88 (27)

Тип минерализации	Количество районов	Рудоконтролирующие факторы					
		Граница юрской инверсионной структуры		Граница области, испытавшей в доюрское время устойчивое прогибание		Граница области, испытавшей в доюрское время устойчивое воздымание	
		Количество районов	%	Количество районов	%	Количество районов	%
1	2	9	10	11	12	13	14
1. Кварц-редкометалльный	18	1 (—)	5 (—)	3	17	1	5
2. Кварц-редкометалльный и редкометалльно-сульфидный*	12	3 (—)	25 (—)	6	50	1	8
3. Редкометалльно-сульфидный	23	12 (4)	52 (17)	8	35	4	17
4. Редкометалльно-сульфидный и сульфидно-сульфосольный*	14	8 (3)	57 (21)	5	36	3	21
5. Сульфидно-сульфосольный	26	13 (5)	50 (19)	12	46	12	46

\* Районы с переходными типами минерализации.

Примечание. Цифры без скобок в графах 5 и 6 — количество и % районов с одной впадиной, цифры в скобках — количество и % районов с несколькими сближенными впадинами. В графах 7, 8, 9, 10 — те же для соответствующих рудоконтролирующих факторов.

Оставался открытым вопрос, отличаются ли по набору и числу рудоконтролирующих факторов районы с промышленным оруденением от районов с непромышленной минерализацией. Для его решения был выбран 51 район с близкой степенью изученности, из них 24 включали промышленные объекты, 27 — мелкие проявления. Сопоставление районов с однотипной промышленной и непромышленной минерализацией по числу и набору рудоконтролирующих факторов существенных различий не выявило. Требовался какой-то иной подход. С этой целью нами были определены оптимальные значения удаленности различных металлов и типов их месторождений от соответствующих геологических структур. Замерялись расстояния каждой точки минерализации до каждой из ближайших границ. Оказалось, что подавляющее большинство (70—80%) кварц-редкометалльных месторождений олова и вольфрама располагается не

Таблица 30

Частота проявления рудоконтролирующих факторов для различных типов минерализации

Типы минерализации	Количество факторов от — до	Среднее
1. Кварц-редкометалльный	1—2	1,8
2. Кварц-редкометалльный и редкометалльно-сульфидный	2—4	2,7
3. Редкометалльно-сульфидный	1—6	3,3
4. Редкометалльно-сульфидный и сульфидно-сульфосольный	3—5	3,9
5. Сульфидно-сульфосольный	2—6	4,0

далее 5 км от границ мезозойских интрузий; редкометалльно-сульфидные месторождения этих же металлов удалены до 10 км. Основная масса редкометалльно-сульфидных месторождений молибдена располагается в интервале до 5 км от границ мезозойских интрузий, а редкометалльно-сульфидных и сульфидных месторождений золота, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и флюорита — 10—15 км. Удаленность 70—80% месторождений олова, вольфрама, флюорита и золота от границ верхнемезозойских впадин не превышает 15—20 км, а для свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и молибдена это расстояние составляет от 5 до 15 км. Удаленность большинства месторождений золота, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, молибдена от границ мезозойских депрессий составляет 10—15 км и для олова и вольфрама — 30—40 км. Удаленность различных металлов от границ доюрских структур и юрских структур инверсионного знака в среднем колеблется от 10 до 20 км.

Необходимо отметить, что оценки, подсчитанные только для промышленных объектов, оказались в 1,5—3 раза ниже полученных величин. В участках пространственного совмещения зон влияния нескольких благоприятных факторов во всех случаях наблюдалось максимальное скопление точек минерализации. Этот вывод был подтвержден статистически. В масштабе 1 : 1 000 000 вокруг интрузий и границ различных тектонических структур были проведены 10-километровые зоны. Площади участков перекрытия зон и количество приходящихся на эти участки точек рудной минерализации были замерены (табл. 31, 32, 33). Во всех рассмотренных случаях связь проявлений рудной минерализации с такими участками подтвердилась (кроме молибдена, табл. 31).

Т а б л и ц а 31

Сила связи различных полезных ископаемых с участками парной комбинации: интрузии — верхнемезозойские впадины

Полезное ископаемое и критерии проявлений минерализации	Общее количество проявлений минерализации на всей территории Восточного Забайкалья	Процент площади всех участков парной комбинации от площади Восточного Забайкалья	Количество проявлений минерализации в участках парной комбинации	$\chi^2$
<b>З о л о т о</b>				
Рудопроявления	329	20	191	296
<b>В о л ь ф р а м</b>				
Месторождения	57	20	29	36
Рудопроявления	52	20	22	17
<b>О л о в о</b>				
Месторождения	100	20	57	66
Рудопроявления	100	20	38	20
<b>Ф л ю о р и т</b>				
Месторождения	23	20	13	19
Рудопроявления	136	20	43	9
<b>С в и н е ц , ц и н к</b>				
Месторождения	175	20	135	357
<b>М о л и б д е н</b>				
Месторождения	19	20	4	* Связи нет
Рудопроявления	48	20	24	25

Связь эта обычно характеризуется весьма высокой величиной  $\chi^2$ . Для различных полезных компонентов в участках с разными комбинациями критерий согласия  $\chi^2$  различен. Более 50% известных рудных проявлений размещаются в пределах именно этих участков, площадь которых составляет 10—20% от всей территории Восточного Забайкалья.

Таблица 32

Сила связи различных полезных ископаемых с участками парной комбинации: интрузии — границы доюрских структур

Полезное ископаемое и категория проявлений минерализации	Общее количество проявлений минерализации на всей территории Восточного Забайкалья	Процент площади всех участков парной комбинации от площади Восточного Забайкалья	Количество проявлений минерализации в участках парной комбинации	$\chi^2$
<b>О л о в о</b>				
Месторождения	100	13	52	108
Рудопроявления	100	13	44	85
<b>В о л ь ф р а м</b>				
Месторождения	57	13	32	101
Рудопроявления	52	13	20	31,5
<b>М о л и б д е н</b>				
Месторождения	19	13	12	41
Рудопроявления	48	13	21	42
<b>З о л о т о</b>				
Рудопроявления	329	13	213	773

Таблица 33

Сила связи золота и молибдена с участками парной комбинации: интрузии — границы юрских структур

Полезное ископаемое и категория проявлений минерализации	Общее количество проявлений минерализации на всей территории Восточного Забайкалья	Процент площади всех участков парной комбинации от площади Восточного Забайкалья	Количество проявлений минерализации в участках парной комбинации	$\chi^2$
<b>М о л и б д е н</b>				
Месторождения	19	14	15	55
Рудопроявления	48	14	30	87
<b>З о л о т о</b>				
Рудопроявления	329	14	217	739

Таким образом, было установлено, что на локализацию оруденения большое влияние оказывает пространственная сближенность рудоконтролирующих факторов, взаимное перекрытие их зон влияния.

Если наличие рудоконтролирующих факторов в том или ином районе позволяет надеяться на возможность проявления здесь рудной минерализации, то учет оптимальной сближенности в пространстве этих факторов, их число и набор дает основание, во-первых, оконтурить в пределах выделяемой

перспективной площади (рудном районе) наиболее благоприятные участки (рудные поля, узлы) и, во-вторых, судить о их промышленных перспективах.

Благоприятность участков совмещения зон влияния нескольких рудоконтролирующих факторов на концентрацию оруденения была проверена на нескольких хорошо изученных районах. Это было сделано на примере Кличкинского, Шерловогорско-Адун-Челонского, Хапчеранга-Любавинского, Балейского, Кадаинско-Покровского, Широкинского-Газимурского, Акатуевско-Базаново-Александрово-Заводского, Кудикан-Шахтаминского, Дульдурга-Араино-Ильинского и других районов. Построения производились на основе геологических карт масштаба 1 : 200 000. Вокруг выходов мезозойских интрузий, контуров верхнемезозойских впадин, депрессий и границ прочих выделяемых нами структур проводились зоны влияния факторов. Ширина зон варьировала в зависимости от рассматриваемого металла и типа месторождений. При этом учитывались оценки, полученные для промышленных объектов.

Ширина зон влияния вокруг интрузий для оловянных и вольфрамовых месторождений кварц-редкометалльного типа была принята в 2,5 км, для этих же металлов, но месторождений редкометалльно-сульфидного типа — 5 км, для редкометалльно-сульфидных месторождений молибдена — 2,5 км, а для редкометалльно-сульфидной золотой, свинцово-цинковой, мышьяковой и флюоритовой минерализации — 7 км.

Ширина зон влияния вокруг границ верхнемезозойских впадин для олова, вольфрама, флюорита и золота проводилась в 10 км; для свинца, цинка, мышьяка, молибдена и сурьмы — в 5—8 км.

Вокруг границ юрских депрессий эта величина составляла: для месторождений олова и вольфрама — 20 км, для золота, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и молибдена — 10 км.

Вдоль границ доюрских и юрских инверсионных структур ширина зон влияния для всех названных металлов принималась в 15 км.

Один из примеров подобных построений приведен на рис. 36.

Во всех случаях отстроенные таким способом площади совмещенного влияния рассматриваемых рудоконтролирующих факторов включали основную массу проявленного в районах оруденения, а в участках влияния максимального числа факторов располагались все известные промышленные объекты. Площадь таких наиболее благоприятных для оруденения участков измеряется первыми сотнями, а иногда и десятками квадратных километров, т. е. довольно локальна.

Зная масштаб рудного объекта, тип минерализации и число проявленных на этом участке рудоконтролирующих факторов, можно наметить определенную взаимосвязь между этими величинами. Так, на участке Спокойнинского рудного поля с кварц-редкометалльным типом минерализации наблюдается пространственное совмещение двух рудоконтролирующих факторов — интрузия и граница доюрской депрессии\*; в Дурулгуевском поле проявлены тоже два фактора — интрузия и верхнемезозойская впадина, а на участках Саханайском, Урда-Таптанайском, Дульдургинском с такой же однотипной минерализацией проявлен один фактор — интрузия.

\* Не исключено, что в районе имеются и верхнемезозойская впадина. На восточном фланге рудного поля широко развиты четвертичные отложения.

В Шерловогорском рудном поле, где развито оруденение переходного кварц-редкометалльного и редкометалльно-сульфидного типа, а также на территории с близкой по типу минерализацией Букукинского и Белухинского рудных полей установлено влияние трех факторов. В первом случае — интрузия, верхнемезозойская впадина, граница доюрской депрессии; во втором — интрузия и границы доюрской депрессии и юрского инверсионного поднятия.

В Кличкинском рудном поле с оруденением редкометалльно-сульфидного типа пространственно совмещено влияние четырех рудоконтролирующих фак-

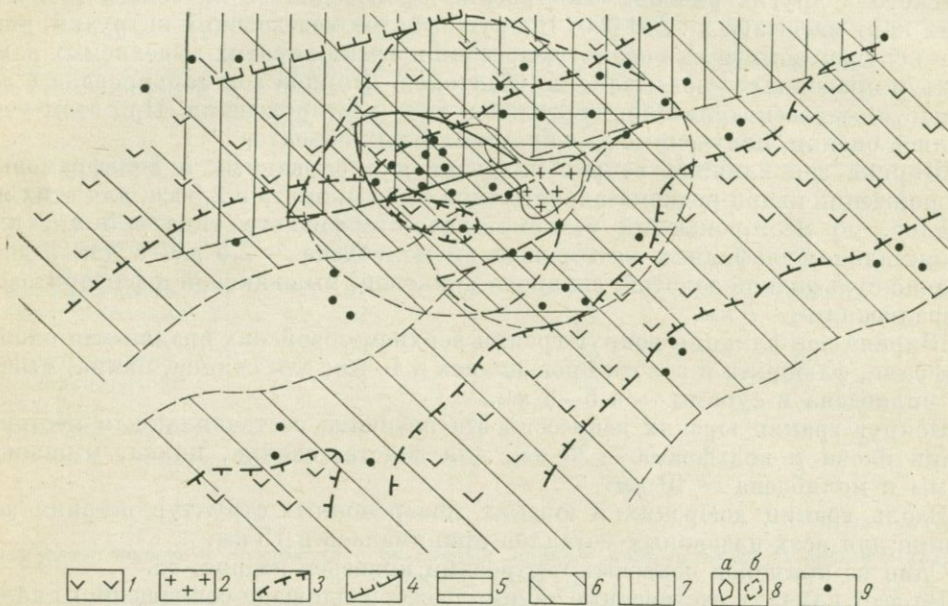


Рис. 36. Схема влияния различных рудоконтролирующих факторов на размещение оруденения Кличкинского района

1 — верхнемезозойские впадины; 2 — мезозойские гранитоиды; 3 — примерная граница верхнемезозойских впадин; 4 — примерная граница раздела мезозойского поднятия и депрессии. Оптимальная удаленность месторождений от границ рудоконтролирующих структур; 5 — мезозойской интрузии; 6 — верхнемезозойских впадин; 7 — мезозойской депрессии; 8 — участки наибольшего (совмещенного) влияния различных рудоконтролирующих факторов, характеризующиеся проявлением наиболее интересной минерализации в районе (а — благоприятные, б — менее благоприятные); 9 — месторождения и рудопроявления

торов — интрузия, две сближенные верхнемезозойские впадины, граница юрской депрессии, а на участках Каменского, Чупинского, Ново-Ивановского, Заурулнгуевского рудных полей — от одного-двух до трех факторов (см. рис. 36).

На территории редкометалльно-сульфидного Бугдаинского рудного поля совмещено влияние четырех факторов — интрузия, верхнемезозойская впадина, границы юрской депрессии и юрского инверсионного поднятия, а на площади Шахтаминского поля трех факторов — интрузия, границы юрской и доюрской депрессии.

В районах проявления сульфидно-сульфосольной минерализации мы имеем: на участке Широкинского рудного поля пять факторов — интрузия, верхне-

мезозойская впадина, сближенные границы юрской депрессии, граница доюрской депрессии; в Балеиско поле — шесть факторов — интрузия, верхнемезозойская впадина, сближенные границы юрской и доюрской депрессий; в Акатуевском, Покровско-Запокровском, Явленском и Михайловском рудных полях — по четыре фактора; в Базановском, Александрово-Заводском — два-три фактора и т. д.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в участках проявления промышленного оруденения определенного типа пространственно совмещено следующее оптимальное число соответствующих благоприятных факторов локализации оруденения: для кварц-редкометального — два-три; редкометально-сульфидного — четыре-пять, сульфидно-сульфосольного — пять-шесть. Этот вывод может быть использован при разбраковке первоочередности опоискования прогнозируемых площадей выявлении наиболее интересных промышленных объектов.

Итак, минералого-геохимическая специфика рудных районов обусловлена всей предысторией вертикальных перемещений. Расположение рудных узлов контролируется близкими к моменту оруденения выходами магматических пород, наложенными впадинами, а также границами раздела структур с противоположным знаком вертикальных перемещений. Статистическими методами можно определить оптимальную удаленность промышленных объектов от границ интрузий, впадин и прочих структур. Участки совмещенного влияния названных факторов наиболее благоприятны для локализации оруденения. Учет этих закономерностей позволит повысить результативность поисковых работ.

Действенность на локализацию оруденения рассматриваемых рудоконтролирующих факторов была проверена нами путем сопоставления прогнозных площадей, выделенных в Восточном Забайкалье этим методом в масштабе 1 : 1 000 000, с материалами прогнозной оценки данной территории, выполненной Читинским геологическим управлением и другими организациями при средне-крупномасштабных исследованиях (1 : 200 000 — 1 : 50 000). Оказалось, что более 70% оконтуренных нами прогнозируемых площадей совпало с участками, выделенными как перспективные при более детальных работах. Кроме того, при предлагаемом подходе оказалось возможным показать перспективность ряда новых площадей, а для других дать оценку в отношении возможности обнаружения новых металлов и типов месторождений.

При переходе уже к более крупномасштабным исследованиям (1 : 200 000) в пределах выделяемых на основе построений масштаба 1 : 1 000 000 рудных районов знание оптимальных расстояний месторождений от границ той или иной рудоконтролирующей структуры (или массива) позволит прогнозировать конкретные рудные узлы и поля. В уже известных районах этим же способом можно намечать новые перспективные участки. Такой метод позволяет производить разбраковку выделенных перспективных площадей.

При проведении крупно- и среднемасштабных поисково-оценочных работ необходимо учитывать и те многочисленные важные общепризнанные факторы, которые не рассматривались в данном разделе. Это различного типа дизъюнктивные и складчатые структуры, физико-химические свойства пород, эрозийный срез и т. д. Они в конечном счете определяют конкретную локализацию рудных тел, морфологические, структурно-текстурные особенности месторождения,

концентрацию рудных компонентов в рудах и т. п. Подчеркнем, что успех прогнозно-поисковых исследований зависит от рационального сочетания предлагаемых мелко-среднемасштабных приемов с более крупномасштабными геологическими, геохимическими и геофизическими методами поисков рудных месторождений.

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Наличие тех или иных металлов в рудах, тип минерализации и особенности ее распределения в пространстве в геологии с давних пор принято связывать с температурой, глубиной и возрастом минералообразования, величиной эрозионного среза, составом вмещающих оруденение пород. При изучении отдельных месторождений и рудных полей роль этих факторов выступает достаточно отчетливо. Однако еще С. С. Смирнов (1936), рассматривая значимость перечисленных факторов при анализе закономерностей размещения полезных ископаемых на всей территории Восточного Забайкалья, обратил внимание на их недостаточную неопределенность и счел целесообразным придавать им решающее значение при мелкомасштабных металлогенных построениях. В связи с этим необходимо оценить степень достоверности и масштабы применимости таких факторов рудообразования. В данной главе мы рассмотрим фактические материалы по возрасту и глубине формирования эндогенных месторождений и изверженных пород, сведения по эрозионному срезу, температурам рудообразования и связи оруденения и магматизма с составом вмещающих оруденение пород.

### ВОЗРАСТ И ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД\* И ДАННЫЕ ПО ИХ ЭРОЗИОННОМУ СРЕЗУ

В вопросе о возрасте мезозойских магматических образований Восточного Забайкалья еще много неясного. У одних исследователей процесс мезозойского магматизма растянут во времени от пермо-триаса до мела включительно (Ю. А. Билибин, Г. Л. Падалка, В. Н. Козеренко, В. П. Бобров, Н. И. Тихомиров, Ю. В. Казицын, Н. В. Шталь и др.), у других он сближен во времени и охватывает лишь среднюю и верхнюю юру (С. С. Смирнов, И. Н. Томсон, Р. М. Константинов, Р. В. Лесняк, В. Л. Литвинов и др.). Многие исследователи считают процесс магнообразования многоэтапным и выделяют различное число комплексов и фаз (Н. И. Тихомиров, Ю. А. Билибин, В. Н. Козеренко, Н. В. Шталь и др.), а другие склонны к выводу о более или менее одновременном образовании мезозойских изверженных пород (И. Н. Томсон, Р. М. Константинов и др.). Одни разделяют во времени процесс интрузивного и эффузивного породообразования (В. Н. Козеренко и др.), другие рассматривают их как синхронные (Б. И. Иванов, И. Н. Томсон, Р. В. Лесняк и др.). Разнообразие состава магматических проявлений (от кислых до основных) часть исследователей связывает с дифференциацией одного магматического очага

\* Охарактеризованы лишь мезозойские магматические породы и месторождения, с которыми связана основная масса промышленных компонентов.

во времени (Р. В. Лесняк и др.), другие — с наличием различных очагов, формирующихся в различных геотектонических условиях (Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, В. Л. Литвинов, А. Т. Соловьев, П. А. Строна и др.).

Геологические обоснования возраста мезозойского магматизма сводятся к следующему. Некоторые мезозойские интрузии прорывают палеозойские породы, осадочные отложения нижней, средней, верхней юры, встречаются в виде обломков в отложениях нижнего мела и кайнозоя. Поскольку осадочные мезозойские отложения более или менее широко развиты только в юго-восточной части Восточного Забайкалья, то только для этой территории геологическая обоснованность принадлежности изверженных пород к мезозою является более или менее надежной (шахтаминский, кукульбейский, цаган-олуевский, сретенский, нерчуганский, ботовский, нерчинско-заводский, голготайский комплексы и др.). Интрузивные породы, проявленные вне территории широкого мезозойского осадконакопления и, кстати, за пределами характеризуемой нами площади (амуджиканский, кыринский, сохондинский, асакан-шумиловский, харалгинский, гуджирский, оленгуйский, аманаский комплексы), не имеют скольнибудь надежных временных геологических обоснований. В связи с этим возраст пород этих комплексов большинством исследователей устанавливается весьма неопределенно и датируется широким временным интервалом — верхний палеозой — нижний мезозой. Отметим, что и обоснованные геологическими данными мезозойские интрузии, как правило, не охарактеризованы в отношении верхней геологической границы времени их образования, поскольку отложения верхней юры и нижнего мела распространены на рассматриваемой территории довольно ограниченно.

Мезозойские интрузивные породы многими исследователями принято подразделять на три возрастные группы: предверхнеюрские, верхнеюрские и преднижнемеловые.

Возрастные взаимоотношения между изверженными породами, относимыми к разным комплексам и фазам мезозойского магматизма, основываются, как правило, на наблюдениях взаимных пересечений небольших по размерам тел, текстурно-структурных особенностях на весьма ограниченных площадях (несколько квадратных метров). Каждый из этих случаев часто вызывает противоположенные суждения, что вполне естественно в условиях слабой обнаженности Забайкалья. Подробно эти разногласия освещены в работах Р. В. Лесняка. Несомненно, что становление многих крупных массивов изверженных пород Восточного Забайкалья было более или менее растянуто во времени, но нам важно — насколько это влияло на состав пород в региональном плане.

Для обоснования возраста изверженных пород кроме геологических наблюдений в последние годы широко используются данные определения абсолютного возраста. Нами учтены результаты работ многих исследователей: И. Н. Томсона, Р. М. Константинова, И. Б. Иванова, Г. М. Лобановой, О. П. Поляковой, В. П. Боброва, Н. И. Полевой, Н. И. Тихомирова, Н. Н. Черновой, П. В. Комарова, Н. Г. Демидовой, Л. П. Ищуковой, Ю. В. Казицина, Н. В. Шталь, А. Д. Щеглова, В. Л. Литвинова, Г. В. Александрова, Е. Н. Панова, В. В. Павлова, С. М. Синицы, Э. В. Лешкевича, Р. В. Лесняка, В. Н. Семенова, Ф. В. Каминского, М. А. Демехиной, Г. С. Несмиха, А. В. Дружинина, А. Д. Канищева, Д. А. Тимофеевского, Д. И. Горжевского, Н. А. Фогельман, Л. А. Козубовой, И. Н. Тихомирова, Г. А. Шаткова, М. И. Кузьмина, Н. Н. Биндемана,

В. Н. Куземко, В. П. Кириллюка, Е. М. Лейфмана, А. А. Сиверопова и др. Обычно каждый из упомянутых исследователей делает выводы относительно возраста изверженных пород, основываясь только на своих данных, ограничивающихся в большинстве случаев единицами — первыми десятками определений. При этом методы статистической обработки, как правило, не применялись. Можно сказать, что вопросы возраста мезозойских магматических пород недостаточно проработаны.

Представлялось целесообразным собрать и обработать статистически по возможности весь накопленный материал по абсолютному возрасту пород, относимых к мезозою. Всего было собрано 251 определение. При этом около 200 определений абсолютного возраста приходится на мезозойские магматические образования изученной территории междуречья Шилки и Аргуни и Агинского поля. Это породы, входящие в состав так называемых кукульбейского, шахтаминского, сретенского, цаган-олуевского и других распространенных здесь комплексов. Остальные определения (около 50) характеризуют породы кыринского, сохондинского, оленгуевского, амуджиканского и других комплексов, развитых уже за пределами изученной территории. Анализ выполнен в лабораториях ИГЕМа, ВСЕГЕИ, Львовского государственного университета, ВИМСа, ГИНа, МГУ, ВАГТа и других за многие годы (начиная с 1953), по различным минералам (слюда, полевошпат) и пробам пород. Геологический возраст некоторых анализировавшихся пород был определен явно неправильно. Это в первую очередь касается интрузий кыринского, амананского, амуджиканского, асакан-шумилового, сохондинского, гуджирского и других комплексов, о которых упоминалось. В число «мезозойских» попали верхнепалеозойские (пермо-триасовые) образования, для которых анализы абсолютного возраста показывают 250—190 млн. лет. Тем не менее в статистический обсчет были включены все имеющиеся определения абсолютного возраста без каких-либо ограничений. Породы были объединены в следующие семь групп по петрографическому составу (Мейтув, Иванов, Иванова и др., 1968, 1969): 1) интрузии гранитов и лейкократовых гранитов; 2) интрузивы гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов; 3) интрузии граносиенитов, диорит-сиенитов; 4) покровы фельзитов, кварцевых порфиров, липаритов; 5) покровы дацитов, андезитов, базальтов; 6) дайки фельзитов, гранит-порфиров, аплитов; 7) дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофиров.

В большинстве выборок распределение согласовывалось с нормальным законом (шесть выборок). Выяснилось, что, несмотря на значительный разброс цифр в каждой из групп (от 250 до 80 млн. лет), средние значения абсолютного возраста для всех групп (140—160 млн. лет, табл. 34) оказались весьма близкими.

Статистически был обработан материал только по изученной авторами территории, а анализы по магматическим породам разного состава амананского, кыринского, амуджиканского и других комплексов, геологическая принадлежность которых к мезозою во многих случаях мало обоснована, были исключены. Это сделано потому, что именно на эти породы падало большинство цифр со значениями 200—250 млн. лет, причины чего неясны. То ли это действительно самостоятельная группа более древних пород, то ли смешение определений абсолютного возраста пород мезозойского и палеозойского возраста.

Статистические характеристики (по абсолютному возрасту) изверженных образований Восточного Забайкалья и их однородных групп по величине среднего и дисперсии, установленных с помощью  $t$ -критерия Стьюдента для  $K$  объектов,  $H$  — Краскла — Уэллеса,  $\chi^2$  — Бартлетта

№ п/п	№ групп	Количество объектов	№ объектов	Типы горных пород	Статистические характеристики геологических объектов					Статистические характеристики однородных групп				
					$n_i$	$\bar{x}_i$	$S_i^2$	$S_i$	$\lambda_{0,05}$	$N_i$	$\bar{x}_i$	$S_i^2$	$S_i$	$L_{0,05}$
					6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

А. Однородные по величине среднего группы объектов, дважды установленные с помощью критериев: «обобщенный»  $t$  — Стьюдента и  $H$  — Краскла — Уэллеса

1			1	Граниты и лейкократовые граниты	109	149	113	11	2					
2			2	Покровы фельзитов, кварцевых порфиров, липаритов	18	137	1749	42	20					
3	I	6	3	Покровы дацитов, андезитов, базальтов	37	149	734	28	9	205	147	534	23	3
4			4	Дайки фельзитов, гранит-порфиров, аплитов	6	145	236	15	13					
5			5	Дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофиров	12	145	121	11	6					
6			7	Граносиениты, диорит-сиениты	23	141	1534	39	16					
7	II	1	6	Гранодиориты и кварцевые диориты, диориты	46	161	108	10	3	46	161	108	10	3

Б. Однородные по величине дисперсии группы объектов, установленные с помощью критерия  $\chi^2$  — Бартлетта

1			1	Граниты и лейкократовые граниты	109	149	113	11	2					
2			4	Дайки фельзитов, гранит-порфиров, аплитов	6	145	236	15	13					
3	I	4	5	Дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофиров	12	145	121	11	6	173	—	118	11	—
4			6	Гранодиориты и кварцевые диориты, диориты	46	161	108	10	3					
5			2	Покровы фельзитов, кварцевых порфиров, липаритов	18	137	1749	42	20					
6	II	3	3	Покровы дацитов, андезитов, базальтов	37	149	784	28	9	78	—	1273	36	—
7			7	Граносиениты, диорит-сиениты	23	141	1534	39	16					

$n_i$  — число наблюдений для каждого типа горных пород;  $\bar{x}_i$  — среднее арифметическое значение возраста для каждого типа горных пород;  $S_i^2$  — выборочная дисперсия значений возраста для каждого типа горных пород;  $S_i$  — выборочный стандарт значений возраста для каждого типа горных пород;  $\lambda_{0,05}$  — точность среднего арифметического значения возраста для каждого типа горных пород;  $N_i$  — число наблюдений для статистически однородных групп горных пород;

$\bar{x}_i$  — среднее арифметическое значение возраста для статистически однородных групп горных пород;  $S_i^2$  — выборочная дисперсия значений возраста для статистически однородных групп горных пород;  $S_i$  — выборочный стандарт значений возраста для статистически однородных групп горных пород;

$L_{0,05}$  — точность среднего арифметического значения возраста для статистически однородных групп горных пород.

Кроме того, в первом нашем варианте кварцевые диориты обсчитывались вместе с гранодиоритами, а в этом они выделены в самостоятельную группу. Оценки средних значений возраста всех выделенных групп и в данном случае попали в тот же узкий временной интервал 140—160 млн. лет (табл. 35).

Таблица 35

Статистические характеристики (по абсолютному возрасту) изверженных образований Восточного Забайкалья и их группы по величине среднего и дисперсии, выделенных на ЭВМ «Наир» по алгоритму Д. А. Родионова

№ п/п	№ группы	Количество объектов	№ объектов	Типы горных пород	Статистические характеристики геологических объектов					Статистические характеристики однородных групп				
					$n_i$	$\bar{x}_i$	$S_i^2$	$S_i$	$\lambda_{0,05}$	$N_i$	$\bar{x}_i$	$S_i^2$	$S_i$	$L_{0,05}$
1			1	Граниты и лейкокра- товые граниты	70	144	325	18	4					
2			2	Покровы фельзитов, кварцевых порфиров, липаритов	17	133	324	18	9					
3	I	5	3	Покровы дацитов, ан- дезитов, базальтов	34	144	528	23	8	139	144	344	19	3
4			4	Дайки фельзитов, гра- нит-порфиров, аплитов	6	145	236	15	12					
5			5	Дайки гранодиорит- порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофи- ров	12	145	95	10	5					
6			6	Гранодиориты, диори- ты	27	158	294	17	6					
7	II	2	7	Граносиениты, дио- рит-сиениты	22	148	781	28	12	49	151	512	23	6
8	III	1	8	Кварцевые диориты	2	159	32	6	8	2	159	32	6	8

Р. И. Коганом была проведена статистическая проверка гипотезы об однородности по средним значениям абсолютного возраста и по величине дисперсии для выделенных групп пород разного состава; сначала для всех имеющих анализы (см. табл. 34), затем исключая данные по интрузиям аманского, кыринского, амуджиканского и других комплексов (Овчинников, Коган, 1971). Это делалось с целью выяснения сходства или различия во времени образования пород разного состава. Сходство — различие средних значений абсолютного возраста семи групп пород по первому варианту определялось двумя методами: «обобщенным»  $t$  — Стьюдента,  $H$  — Краскла—Уэллса. Оба метода показали, что все породы разбиваются на две категории. В первую категорию вошли граниты, щелочные породы, все эффузивы и дайки ( $x_i = 147$  млн. лет), во вторую — гранодиориты ( $x_i = 161$  млн. лет). По величине однородности дисперсии тех же групп пород, проверенной методом  $\chi^2$ —Бартлетта, также устанавливаются две категории. В первую попадают граниты, гранодиориты и все дайки ( $S_i^2 = 118$ ), во вторую — щелочные породы и все эффузивы ( $S_i^2 = 1273$ ).

При обчете восьми типов пород только по изученной территории обособилось три категории (см. табл. 35). Анализ производился по методу Д. А. Родионова, которым проверялась однородность пород одновременно и по величине среднего и по значению дисперсии. В первую категорию пород вошли граниты, все эффузивы и все дайки ( $\bar{x}_i = 144$  млн. лет;  $S_i^2 = 344$ ), во вторую — гранодиориты и щелочные породы ( $\bar{x}_i = 151$  млн. лет;  $S_i^2 = 512$ ), в третью — кварцевые диориты ( $\bar{x}_i = 159$  млн. лет;  $S_i^2 = 32$ ). Как видим, во всех случаях оценки средних и дисперсии всех выделяемых категорий весьма близки. Поскольку третья группа, объединяющая кварцевые диориты, мало представительна (число определений два), она не заслуживает специального рассмотрения.

Для двух других категорий наиболее широко распространенных пород была проведена дополнительная проверка их сходства — различий средних значений абсолютного возраста с помощью критерия  $t$  — Стьюдента. Сравнение средних значений этих двух категорий пород при уровне значимости 0,05 показало, что нулевая гипотеза о равенстве средних может быть в этом случае принята как подтвердившаяся ( $t \approx 1,94 < t_{0,05} = 1,96$ ). Эти две категории пород по возрасту очень близки и в настоящее время разделять их по времени нет оснований\*.

Таким образом, статистическая обработка всего имеющегося на сегодняшний день материала по абсолютному возрасту изверженных пород мезозоя в пределах рассматриваемой территории показывает, что все эти породы разного состава характеризуются одним максимумом времени образования, падающим на верхнюю юру, и что все они формировались близко одновременно. Несмотря на большой разброс значений в каждой из групп средние арифметические, как оценки истинных средних абсолютного возраста (т. е. характеристики времени кульминации процессов), для всех групп оказались весьма близкими; близка и продолжительность всех этих процессов. Имеющийся на сегодняшний день геологический материал не противоречит этим данным. В то же время и алгоритм Родионова и критерии Стьюдента и Краскла — Уэллеса одинаково указывают на некоторую разнородность процессов формирования гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов, с одной стороны, и всех прочих изверженных образований — с другой. Граносиениты и диоритосиениты занимают промежуточное положение, присоединяясь по алгоритму Родионова к группе гранодиоритов, а в другом случае к прочим породам. Причины этого требуют дальнейшего выяснения.

\* Наряду со статистической проверкой абсолютного возраста изверженных пород по отдельным их разновидностям был проведен статистический обсчет данных абсолютного возраста для отдельных интрузивных массивов и отдельных полей эффузивных пород, по принципу, изложенному в работе Л. Н. Овчинникова и Р. И. Когана (1971). Кроме данных, использованных в табл. 34, 35, в этом случае был обсчитан дополнительный материал по определениям абсолютного возраста эффузивных пород из работы И. Н. Томсона, Ю. П. Дежина, Г. М. Лобановой, Н. Б. Иванова (1969).

Из участвовавших в обсчете 25 отдельных массивов мезозойских интрузивных пород рассматриваемой территории Восточного Забайкалья 2/3 (16 массивов) объединились в одну группу с возрастом 147 млн. лет. Из участвовавших в обсчете 19 полей эффузивных пород более 2/3 (13 полей) объединились в одну группу — 150 млн. лет. Аналогичные результаты получились при обсчете данных абсолютного возраста по отдельным интрузивным комплексам. Средний возраст пород различных комплексов укладывается в узкие рамки — 140—160 млн. лет.

Теперь обратимся к анализу фактических материалов, касающихся возраста месторождений. На этот счет существует несколько точек зрения. Некоторые исследователи, стоящие на позиции многоэтапности проявления магматизма, растягивают интервал времени образования минерализации от триаса до мела включительно (В. Н. Козеренко, В. С. Кормилицин и др.). Другие считают, что основная масса оруденения образовалась в верхнемезозойское время (С. С. Смирнов, Ф. И. Вольфсон, Е. А. Радкевич, Р. М. Константинов, И. Н. Томсон, Д. И. Горжевский, А. В. Дружинин и др.).

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что минеральные ассоциации, содержащие акцессорные тантало-ниобаты и бериллиевые минералы, касситерит, вольфрамит, секут верхнеюрские осадочные отложения и прорывающие их верхнемезозойские интрузивные образования (И. Г. Рутштейн, А. В. Дружинин, Р. В. Лесняк и др.). Галька этих руд нередко встречается в породах верхнеюрско-нижнемелового или нижнемелового возраста (Г. И. Князев, Г. И. Кириллов, Д. А. Тимофеевский, С. С. Красинец, В. А. Борисов, С. В. Чеглоков, П. С. Бернштейн и др.). Полиметаллические, молибденовые и золотосодержащие сульфидные ассоциации отмечаются в верхнеюрских-нижнемеловых толщах и в свою очередь обнаруживаются в составе гальки вышележащих нижнемеловых конгломератов (Ю. А. Писдов, С. В. Чеглоков, В. Г. Хомич, П. С. Бернштейн, С. Г. Мирчинк, Э. В. Лешкевич и др.). Лишь самые поздние кварц-кальцит-флюоритовые минеральные ассоциации в виде прожилков и жил проникают в нижнемеловые отложения (Ю. П. Дорошенко, Г. А. Шатков и др.).

Поскольку палеонтологически охарактеризованные верхнемеловые осадки в Восточном Забайкалье не установлены, то уверенно говорить о верхней геологической границе оруденения не представляется возможным. Известно лишь, что все перечисленные минеральные образования встречаются в виде обломков среди третичных и четвертичных отложений. Все перечисленные основные рудные минеральные ассоциации: кварц-редкометалльные с оловом, вольфрамом, акцессорными бериллием и танталом; сульфидные (сульфосольные) со свинцом, цинком, мышьяком, золотом, сурьмой; кварц-кальцит-флюоритовая — нередко встречаются в месторождениях различных металлов и типов. Так, кварц-редкометалльная ассоциация может присутствовать в оловянных, вольфрамовых и молибденовых месторождениях в виде вольфрамит-молибденит-касситеритовых грейзенов и кварцевых жил (Спокойнинское, Антоновогорское, Шерловогорское, Хапчерангинское, Белухинское и др.), в свинцово-цинковых и флюоритовых месторождениях в виде акцессорного фенакит-бертрандитового парагенезиса (Кличкинское, Олимпийское, Булугьинское и т. д.). Сульфидная и кварц-кальцит-флюоритовая ассоциации также отмечаются во всех этих месторождениях. Последовательность выделения этих трех основных перечисленных минеральных ассоциаций во всех случаях сохраняется: 1) кварц-редкометалльная; 2) сульфидная (сульфосольная); 3) кварц-кальцит-флюоритовая.

Данные по абсолютному возрасту этих трех перечисленных основных минеральных ассоциаций (кварц-редкометалльной, сульфидной и кварц-кальцит-флюоритовой) из месторождений различных металлов (оловянно-вольфрамовых, свинцово-цинковых, молибденовых, золоторудных, флюоритовых) немногочисленны. Основная масса анализов заимствована нами из работ И. Н. Томсона

Статистические характеристики (по абсолютному возрасту) минеральных ассоциаций из различных месторождений Восточного Забайкалья

№ п/п	Минеральная ассоциация	$n_i$	$\bar{x}_i$	$S_i^2$	$S_i$	$\pm \lambda_{0,05}$
1	Кварц-редкометалльная	46	150	362	18,9	5
2	Сульфидная (сульфосольная)	6	136	183	13,5	12
3	Кварц-кальцит-флюоритовая	8	112	158	12,6	6

и др., 1963, Р. М. Константинова и др., 1966, 1967, Ю. П. Дорошенко, 1968.

Результаты статистической обработки анализов абсолютного возраста минералов различных минеральных ассоциаций приведены в табл. 36.

Распределение анализов по всем минеральным ассоциациям согласуется с нормальным законом. Существенность расхождения оценок средних величин возраста различных минеральных ассоциаций проверялась тремя статистическими методами \*. Во всех случаях гипотезы о равенстве средних величин приняты быть не могут. Это полностью согласуется с геологическими данными о последовательности образования этих ассоциаций.

Полученные средние значения оценок абсолютных возрастов и их дисперсий подтверждают точку зрения С. С. Смирнова о позднемезозойском времени рудообразования. Вместе с тем, с учетом геологических данных и данных абсолютного времени этот возраст несколько «омолаживается» — конец верхней юры, включая нижний мел и, возможно, захватывая низы верхнего мела. Аналогичную точку зрения отстаивают в настоящее время многие исследователи (Ф. И. Вольфсон и др.).

Некоторые исследователи склонны относить месторождения одного и того же металла к различному возрасту. А. Д. Щеглов признает наличие ранней (юрской) и поздней (меловой) вольфрамовой минерализации; И. Н. Томсон, Р. М. Константинов и другие выделяют раннюю и позднюю свинцово-цинковую минерализацию с разрывом в 10—15 млн. лет; Н. В. Петровская, Д. А. Тимофеевский и другие отстаивают существование ранней (юрской) и поздней (меловой) золоторудной минерализации и т. д. Как видно из приведенных материалов, указывающих на достаточную «узость» временных рамок отложения тех или иных металлов, они не дают пока для этого веских оснований.

Вопрос о глубине образования месторождений в Восточном Забайкалье считается одним из главных при рассмотрении специфики минерального состава месторождений. Многие исследователи для одних и тех же металлов склонны различать по глубине образования: близповерхностные месторождения (Балей Нерчинско-Заводские, Барун-Шивия и т. д.) — глубины первые сотни метров от поверхности в момент рудообразования, и глубинные месторождения (Кличкинское, Савинское 5, Голготайское и др.) — глубины 1—2 км. В качестве

\* 1. Исследованием правдоподобия гипотез: а) об однородности ряда статистических оценок дисперсий и б) о сходимости средних для выборок. 2. Методом получения средних величин по совокупности исходных данных разной представительности (Родионов, Иванов., 1967). 3. Методами Краскла — Уэллеса и Вилкоксона.

главного аргумента в пользу большей или меньшей глубинности выдвигается отсутствие или наличие мезозойских отложений и их мощности в районе того или иного месторождения. При этом исходят из представления о широком покрытии большей части территории Восточного Забайкалья мезозойскими отложениями, что детальными исследованиями последних лет (А. Ф. Мушникова, С. С. Красинца, И. Г. Рутштейна, К. К. Анашкиной и др.) не подтверждается. Существенное различие глубины образования месторождений, выходящих на современную дневную поверхность, считалось само собой разумеющимся и по той причине, что, как уже отмечалось, возраст формирования месторождений некоторыми исследователями, принимавшими идею о многоэтапном характере магматизма и рудообразования, растягивался, начиная от триаса, нижней, средней и верхней юры до мела включительно. Соответственно и эрозионный срез у месторождений различного возраста принимался существенно различным.

Определив временные рамки образования месторождений (верхний мезозой), зная рельеф палеоповерхности позднего мезозоя и величину эрозионного среза, можно определить глубины формирования месторождений, обнажающихся на современной поверхности.

Рельеф палеоповерхности позднего мезозоя (конец верхней юры — мел), согласно исследованиям Н. А. Флоренсова, М. С. Нагибиной, В. Н. Козеренко, А. Ф. Мушникова, Ю. А. Писцова и многих других исследователей, был достаточно выровнен (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968). К этому времени впадины на рассматриваемой территории занимали незначительную часть общей площади (около 20%), а возможные превышения рельефа измерялись десятками — первыми сотнями метров. Большую часть третичного периода Восточное Забайкалье представляло собой довольно стабильную в тектоническом отношении и выровненную поверхность. Тектоническая активизация этой области проявилась лишь с начала неогена. Согласно геоморфологическим исследованиям С. С. Воскресенского, С. Г. Мирчинк, Ю. Г. Симонова, В. Д. Любалина, А. И. Сизикова, Л. В. Зорина, Л. С. Пантелеева и других, мощность эрозионного среза этой территории от конца мезозоя до наших дней оценивается максимально не более как в несколько сотен метров. Естественно, что в более поднятых в результате альпийского орогенеза участках он несколько больше, чем в опущенных, но общий порядок цифр весьма близок.

Таким образом, все выходящие на современную поверхность Восточного Забайкалья месторождения олова, вольфрама, золота, молибдена, свинца, цинка, флюорита и других металлов и их различных типов можно считать образованными на очень близкой друг другу глубине относительно поздне-мезозойской палеоповерхности, порядка в несколько сотен метров, во всяком случае никак не более 1 км.

Специалисты по геоморфологии Забайкалья (Ю. Г. Симонов, Л. С. Пантелеев и др.) считают, что в пределах рассматриваемой нами территории относительные отметки палеорельефа мезозоя и современного рельефа являются достаточно близкими и относят его к средневысотной и равнинной категории. Используя данные, полученные геологами Читинского геологического управления, мы сравнили абсолютные высоты выходов на современную поверхность месторождений различных металлов. Интервалы отметок для месторождений различных металлов как в целом для всех объектов, так и при

расчете для 50, 68 и 75% от их общего числа оказались весьма близкими (табл. 37). Учитывая палеогеографические данные, это также свидетельствует о том, что глубины образования месторождений были достаточно близкими и что глубина рудообразования не являлась определяющей в появлении месторождений того или другого металла.

Таблица 37

Сопоставление данных о высотных отметках выходов на современную дневную поверхность месторождений различных металлов в Восточном Забайкалье

Месторождения	Количество месторождений	Абсолютные отметки выходов месторождений, м				
		от — до	Среднее	50%	68%	75%
				от — до	от — до	от — до
Свинец, цинк	127	260—1400	796	700—900	640—960	630—990
Олово	30	600—1300	963	810—1077	735—1168	700—1190
Вольфрам	31	260—1400	1045	948—1216	815—1280	735—1300
Молибден	35	260—1313	926	800—1057	720—1175	700—1200
Плавиковый шпат	124	500—1159	806	710—880	735—1168	690—920
Золото	277	340—1340	825	710—920	690—990	675—1000

Вместе с тем, несмотря на то, что интервалы гипсометрических отметок расположения месторождений разных металлов довольно близки, оценки средних абсолютных отметок выходов месторождений на дневную поверхность различны. Это отмечалось Ф. Я. Корытовым и Г. И. Менакером. Более высокое положение в современном рельефе выходов месторождений олова, вольфрама и молибдена, а также флюорита и золота по сравнению со свинцом и цинком связано, по нашему мнению, с унаследованностью по отношению к мезозою неотектонических движений.

О глубине образования мезозойских интрузивных пород можно сказать следующее. Всеми исследователями, начиная с С. С. Смирнова, они признаются гипабиссальными. Сам облик этих пород, а также близкие площади их выходов на современную поверхность свидетельствуют об этом.

Прибегая к тем же доводам, что и в отношении месторождений (сближенность со времени магмообразования, общность палеогеографии верхнемезозойской поверхности, близость величин эрозионного среза), мы приходим к выводу о большой близости глубин формирования различных по составу интрузивных образований Восточного Забайкалья, обнажающихся на современной поверхности.

Специально произведенный нами обсчет площадей выходов на дневную поверхность массивов интрузивных пород на рассматриваемой территории показал, что размер подавляющего большинства из них не превышает 100 км<sup>2</sup> (табл. 38). Кроме того, нами было произведено сравнение величин абсолютных отметок большинства массивов изверженных пород Восточного Забайкалья. Использовались данные геологических съемок масштаба 1 : 200 000 и более крупного. Какой-либо связи между петрографическим составом массивов и их абсолютными отметками (которые, кстати, в большинстве случаев весьма близки) не оказалось.

## Количество выходов на дневную поверхность мезозойских массивов изверженных пород Восточного Забайкалья различной площади

Показатели	Площадь выходов, км <sup>2</sup>					
	до 100	до 200	до 300	до 400	до 500	более 500
Число массивов	54	12	9	3	1	6
Процент от общего числа массивов	65	14	10	3	1	7

На рассматриваемой территории имеется ряд массивов изверженных пород, для которых можно установить положение в геологическом разрезе и тем самым установить величину эрозионного среза. А. И. Кулагашевым, А. Д. Сергеевым, Ю. И. Темниковым, Л. Г. Темниковой для ряда массивов Восточного Забайкалья с использованием геологических и минералого-петрографических данных в последнее время были подсчитаны оценки величин эрозионного среза и глубин формирования апикальных частей интрузивных массивов.

Такие оценки были получены для Дурулгуевского, Кулиндинского, Хангилай-Шилинского, Кукульбейского, Дульдургинского, Адун-Челонского, Шерловогорского, Хачерангинского, Харалгинского и Белухинского интрузивных массивов. Согласно данным указанных исследователей, становление всех перечисленных массивов происходило на весьма близких глубинах (до 1 км) и величина эрозионного среза их, как правило, измеряется первыми сотнями метров.

В заключение совместного рассмотрения возраста мезозойских изверженных пород и пространственно совмещенных с ними месторождений различных металлов, можно отметить, что максимум их проявления относится к единому довольно узкому интервалу времени (верхняя юра — мел). В связи с этим мы не можем считать время главным фактором регионального разделения в пространстве различных по составу изверженных пород, металлов и типов их месторождений в Восточном Забайкалье, так как не имеем для этого надежных данных. Говоря о глубине формирования и эрозионном срезе месторождений различных металлов и массивов изверженных мезозойских пород, обнажающихся на современной поверхности, надо также признать, что она в большинстве случаев была довольно близкой и, следовательно, не могла существенно влиять на общие закономерности размещения и минералого-геохимические особенности тех и других \*. Таким образом, весь материал, накопленный по Восточному Забайкалью после первых обобщений С. С. Смирнова (1936), полностью подтвердил его выводы: во-первых, о верхнемезозойском возрасте продуктивного оруденения и магматизма и, во-вторых, о неправомерности придавать решающее значение в определении характера рудоносности эрозионному срезу в региональном плане.

\* При этом авторы отнюдь не отрицают важности этого фактора для определения рудоносности отдельных массивов изверженных пород, где разница в эрозионном срезе, составляющая десятки метров, может существенно сказаться на проявлении редкометалльной минерализации.

До настоящего времени эндогенные месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, свинца, цинка и других металлов Восточного Забайкалья принято подразделять по температурным условиям образования на высоко-, средне- и низкотемпературные. Температурный фактор чаще всего кладется в основу объяснения появления руд определенного состава. Нередко он принимается как главный при оценке и геологического положения месторождений (по температурам нередко делается оценка глубины рудообразования, удаления руд от материнских интрузий и т. д.). При этом считается, что одни и те же парагенезисы в месторождениях, относимых к различным температурным группам, имеют резко различную температуру. Так, например, касситеритовые, вольфрамитовые грейзены в кварц-редкометалльных месторождениях (Спокойнинское, Увальное, Приваловское и др.) трактуются как более высокотемпературные, чем касситеритовые, вольфрамитовые и другие метасоматиты в сульфидно-редкометалльных месторождениях (Хапчерангинское, Шерловгорское, Кличкинское, Каменское), и гораздо более, чем вольфрамиты Барун-Шивинского так называемого эпитеpmального гюбнерит-киноварь-антимонитового месторождения. Свинцово-цинковая минерализация касситерит (вольфрамит-молибденит)-сульфидных (Хапчерангинское, Шерловгорское, Букукинское и др.) и редкометалльно-полиметаллических (Кличкинское, Каменское) месторождений — более высокотемпературной относительно свинцово-цинково-сульфосольных руд нерчинско-заводского типа (Екатерино-Благодатское, Ивановское, Алгачинское, Ново-Широкинское и др.); золото-сульфидные продуктивные ассоциации в кварц-турмалин-золоторудных месторождениях с висмутом и теллуридами (Хавергинское, Голготайское, Теремковское и др.) — гораздо более высокотемпературными по сравнению с продуктивными ассоциациями месторождений балеЙско-тасеевского типа и т. д.

Если несколько лет назад представление о температуре минералообразования складывалось главным образом на основании общих представлений о минералообразовании, то в последние годы накоплен большой экспериментальный материал по термобарометрии, позволяющий более объективно судить об относительных температурах образования минералов. Термобарометрические экспериментальные исследования последних лет по свинцово-цинковым, олово-вольфрамовым, молибденовым, золоторудным и флюоритовым месторождениям в Восточном Забайкалье произведены Н. П. Ермаковым, А. А. Якжиным, А. А. Локерманом, Ю. П. Дорошенко, Ю. В. Ляховым, Л. И. Колтун, Л. К. Дмитриевым, В. Д. Пампурой, Г. Ю. Григорчуком, Е. М. Лазько, А. Н. Дмитриевой, Р. З. Архипчуком, Ф. Я. Корытовым, В. Ф. Лесняком, В. Б. Наумовым, Г. Ф. Ивановой, А. П. Березиной, Т. М. Суцевской, А. В. Пизнюр, М. М. Повилайтис, А. А. Черепановым, С. М. Ивасивым, А. А. Ивановой, Г. Г. Грушкиным и др. Общее число анализов составляет многие сотни, часть из них выполнена авторами \*. Приведенные в работах

\* Термобарометрические исследования проведены: гомогенизация газовой-жидких включений в минералах под руководством Л. Н. Хетчикова В. С. Балицким, Б. А. Городовиным и Л. В. Балицкой (ВНИИСИМС) и Д. Н. Хитаровым (ВИМС), декрепитация минералов — Е. Е. Костылевой (ИГЕМ). В. Б. Наумовым (ГЕОХИ).

различных авторов цифры в основном получены методом гомогенизации газожидких включений в минералах. Несмотря на то, что анализы выполнены в разных лабораториях (ИГЕМ, Львовский государственный университет, ГЕОХИ, ВИМС, ЗабНИИ, ВНИИСИМС, МГУ) различными исследователями и методами, они могут быть сопоставлены, так как дают сходные значения температур. Их рассмотрение в целом указывает, что каждая из соответствующих минеральных ассоциаций любого металла (кварц-редкометаллическая, сульфидно-сульфосольная и кварц-кальцит-флюоритовая) независимо от принятого температурного типа месторождения образовалась в близком интервале температур.

Так, оценка диапазона температур образования таких минералов кварц-редкометаллических парагенезисов, как кварц, флюорит, касситерит, вольфра-

Таблица 39

Пределы температур образования минералов в °С из различных минеральных ассоциаций разных групп месторождений Забайкалья\*  
(по экспериментальным данным)

Кварц-редкометаллическая ассоциация	Сульфидно-сульфосольная ассоциация	Кварц-кальцит-флюоритовая ассоциация	Группы месторождений и их примеры, в которых произведены определения температур минералов
(450) 360—200	350—130	270—100	Вольфрамовые и оловянные месторождения кварц-редкометаллической и редкометаллическо-сульфидной групп (Букука, Спокойное, Ононское, Антоновогорское, Шерловая Гора, Хапчеранга, Барун-Шивинское, Дурулгуевское, Ново-Ивановское, Дульдурга и др.)
(400) 220	(450) 350—175	250—100	Молибденовые, молибден-вольфрамовые, золото-молибденовые и молибден-полиметаллические месторождения редкометаллическо-сульфидной и сульфидной групп (Шахтама, Джида, Голготайское и др.)
(450) 385—200	(450—400) 350—150	250—50	Свинцово-цинковые месторождения редкометаллическо-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп (Савинское 5, Кличкинское, Каменское, Почкуевское, Мыльниковско-Хоркиринское, Широкинская рудная зона, Акатуевское, Алгачинское, Кадаинское, Благодатское, Екатерино-Благодатское, Михайловское и др.)
(430) 370—235	(440) 370—125	265—50	Золотые, золото-полиметаллические, золото-молибденовые, золото-висмут-теллурические месторождения сульфидно-сульфосольной и сульфидно-редкометаллической групп (Балейское, Сосновское, Дарасунское, Казаковское, Любавинское, Хавергинское, Тарбальджейское и др.)
385—210	305—135	255—40	Флюоритовые месторождения кварцевой, кварц-редкометаллической и редкометаллическо-сульфидной групп (Олимпийское, Дарасунское, Гарсонуйское, Солонечное, Абагатуйское, Калангуевское и др.)

\* В скобках заключены единичные анализы, требующие проверки. Большой температурный интервал каждой из ассоциаций связан с тем, что в нее входят различные минералы.

мит и др., проявленных в месторождениях кварц-редкометалльной группы (Спокойнинское, Этыкинское, Увальное и др.), и этих же минералов из редкометалльно-сульфидной группы месторождений (Шерловогорское, Хапчерангинское, Букукинское, Белухинское, Кличкинское, Каменское, Булугинское, Барун-Шивинское и др.) показывает, что всюду они образовались при одних и тех же значениях температур.

Температуры образования минералов из сульфидных, с одной стороны, и сульфосольных парагенезисов, с другой: кварца, карбонатов, галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита и др. — также практически одинаковы для всех типов месторождений и для кварц-редкометалльных (Этыкинское и др.), и для редкометалльно-сульфидных (Шерловогорское, Хапчерангинское, Букукинское, Кличкинское, Каменское, Почекуевское, Шахтаминское, Дарасунское, Голготайское и др.), и для так называемых «эпитермальных» (Балейское, Тасеевское, Барун-Шивинское и др.). Аналогичным образом имеют равные температуры заключительные флюорит-кварц-карбонатные минеральные парагенезисы из различных типов месторождений. Пределы температурных интервалов для главных минеральных ассоциаций, которые представляют совокупность температур нескольких минералов для месторождений различных металлов и их типов, приведены в табл. 39.

Весь имеющийся фактический материал по температурам образования отдельных главных рудообразующих минералов — кварца, флюорита и сфалерита (данные по которым составляют около половины всех анализов) — был обработан нами статистически. Подсчитаны оценки значений средних температур образования кварцев и их дисперсии, как некоторой меры температурного интервала, в каждой из трех ассоциаций для месторождений различных металлов (оловянно-вольфрамовых, молибденовых, свинцово-цинковых, золотых и флюоритовых) (табл. 40). При проверке гипотезы об однородности этих оценок методами  $t$  — Стьюдента и  $H$  — Краскла—Уэллеса было установлено, что температуры образований кварцев в каждой из ассоциаций являются

Таблица 40

Оценки средних температур образования кварца из различных минеральных ассоциаций месторождений различных металлов (по экспериментальным данным)

Месторождения	Ассоциации											
	Кварц-редкометалльная				Сульфидно-сульфосольная				Кварц-кальцит-флюоритовая			
	$n$	$\bar{x}$	$S^2$	$S$	$n$	$\bar{x}$	$S^2$	$S$	$n$	$\bar{x}$	$S^2$	$S$
Золотые	14	341	1270	36	28	260	4284	65	9	200	5727	76
Свинцово-цинковые	9	298	2919	54	14	244	6721	82	10	170	727	27
Оловянно-вольфрамовые	20	297	4787	69	14	230	4220	65	6	174	3124	56
Флюоритовые	2	327	968	31	4	274	1356	37	5	170	2112	46
Молибденовые	2	305	4090	64	7	281	706	27				

Оценки средних температур образования флюорита из различных минеральных ассоциаций месторождений различных металлов (по экспериментальным данным)

Месторождения	Ассоциации							
	Кварц-редкометалловая				Кварц-кальцит-флюоритовая			
	$n$	$\bar{x}$	$S^2$	$S$	$n$	$\bar{x}$	$S^2$	$S$
Флюоритовые	8	302	1642	41	32	157	707	27
Свинцово-цинковые	8	258	2702	52	14	160	796	28
Оловянно-вольфрамовые	—	—	—	—	5	182	2032	45

статистически неоднородными и должны рассматриваться отдельно. Проверка гипотезы об однородности для оценок температур образования кварца одной и той же ассоциации в пределах месторождений различных металлов показала их статистическую однородность.

Таблица 42

Оценки средних температур образования сфалеритов из сульфидно-сульфосольной ассоциации месторождений различных металлов (по экспериментальным данным)

Месторождения	$n$	$\bar{x}$	$S^2$	$S$
Свинцово-цинковые	23	250	1893	43
Оловянно-вольфрамовые	6	263	656	26
Золотые	5	263	1282	36

Аналогичная статистическая обработка материалов по температурам образования флюорита для первой и третьей ассоциаций, так же как и для кварца, показала их неоднородность по отношению друг к другу и однородность при сопоставлении каждой из ассоциаций по месторождениям различных

металлов (табл. 41). Проверка гипотезы об однородности статистических оценок средних температур образования сфалеритов из месторождений разных металлов (табл. 42) также полностью подтвердилась. Полученные результаты согласуются с выводами Л. Н. Овчинникова (1968), А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова (1969), сделанными на основе более широкого анализа материалов, имеющих в отечественной литературе по термобарометрии и свидетельствующих о том, что образование каждого из минералов имеет свои совершенно четкие температурные интервалы, как правило, независимо от их принадлежности к тому или иному выделяемому ныне температурному типу минерализации.

В заключение еще раз подчеркнем, что приведенные фактические данные по термобарометрическому исследованию главных рудообразующих минералов показывают, что к принятым большинством исследователей температурным градациям (высоко-, средне-, низкотемпературные) следует относиться с большой осторожностью. В связи с этим для рассматриваемых месторождений Во-

сточного Забайкалья температурный фактор при региональных исследованиях не может выдвигаться на ведущее место в определении появления тех или иных типов (групп) месторождений.

### СВЯЗЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

С. С. Смирнов, Е. А. Радкевич и другие исследователи неоднократно указывали на четкую взаимосвязь определенных типов месторождений Восточного Забайкалья с породами определенного состава: месторождений свинца и цинка — с карбонатными, олова и вольфрама — с терригенными, золота и молибдена — с гранитоидными и т. д.

В настоящее время, объясняя эту зависимость, одни исследователи исходят из представления, что эти породы являются источниками соответствующих полезных компонентов, другие считают, что разные породы являются осадителями различных металлов. И в том и в другом случае вмещающие породы рассматриваются в качестве первопричины появления эндогенных концентраций тех или иных металлов. Роль вмещающих пород на морфологию рудных тел, текстурно-структурные особенности руд, характер минерального состава, особенно в отношении жильного выполнения руд, общеизвестна. Это подтверждено крупномасштабными исследованиями на отдельных месторождениях. Что же касается ведущей роли состава вмещающих пород на появление промышленных концентраций того или иного металла в региональном плане, то на этом вопросе следует остановиться подробнее. Еще С. С. Смирнов (1936) отмечал, что: «...придавать решающее значение литологическому фактору все же нельзя, так как сравнительно обильное полиметаллическое оруденение развивается и в участках, вовсе или почти вовсе лишенных известковистых пород».

В настоящее время в Восточном Забайкалье целый ряд исследователей — Ф. Н. Алексеев, Д. Н. Алексеев, Э. В. Лешкевич, Г. И. Менакер, А. Д. Канищев и др. — отстаивают позицию о наличии прямой генетической связи между составом вмещающих пород и залегающих в них эндогенных образований. Это касается как изверженных пород, так и рудных месторождений. Можно признать, что определенная видимая пространственная связь существует. Например, многочисленные проявления свинцово-цинковой минерализации и ассоциирующие с ними изверженные породы среднего и основного состава часто находятся в районах распространения карбонатных пород; оловянно-вольфрамовая минерализация и интрузивные породы повышенной кислотности часто отмечаются в областях развития песчано-сланцевых толщ. Но действительно ли это прямая генетическая взаимосвязь, как утверждают названные выше исследователи, или это какие-то другие опосредованные связи, неизвестно\*.

\* По мнению авторов, эти связи являются опосредованными и основная роль как в определении состава пород, так и состава руд принадлежит тектонике (Мейтув и др., 1968). В депрессионных структурах развиты верхнеюрские осадки и сохранившиеся от эрозии нижнепалеозойские карбонатные породы, свинцово-цинковое оруденение и изверженные породы среднего и основного состава. Для поднятий, устойчиво прогибавшихся в палеозое или нижнем мезозое, характерно широкое развитие терригенных толщ, проявление оловянно-вольфрамовой минерализации и кислого магматизма. В строении других поднятий принимают участие главным образом древние метаморфические образования, здесь проявлено золото-рудное и молибденовое оруденение в ассоциации с умеренно кислыми гранитоидами.

По целому ряду районов Восточного Забайкалья в последние годы было произведено геохимическое картирование. Такие работы проведены по единой методике под общим руководством А. А. Беуса в Хапчеранга-Любавинском, Саханайском и Хангилай-Шилинском районах — А. Н. Путинцевым, Ю. А. Алентьевым, в Кличкинском районе — Ф. Н. Алексеевым, в Приаргунском — Р. А. Баумштейном. В этих работах приведены многочисленные анализы по всем ведущим рудным компонентам в неизменных разностях пород разного состава и возраста и данные их статистической обработки. Можно сделать заключение, что связи между степенью концентрации соответствующего металла в породе и их металлоносностью, как правило, не наблюдается.

В отношении связи состава интрузивных образований с вмещающими породами можно сказать следующее. Данные по составу массивов изверженных пород и вмещающим их породам были подвергнуты статистической обработке\*. Результаты ее свидетельствуют в пользу того, что ни один из ведущих петрохимических параметров (кислотность, основность, щелочность) не показывает четкой связи с составом вмещающих эти массивы пород.

Теперь перейдем к рассмотрению сведений, имеющихся по распределению месторождений различных металлов и их запасов в породах различного состава.

Мировой опыт и данные по Восточному Забайкалью показывают, что связь месторождений любого металла с породами определенного состава является далеко не универсальной. Известны многочисленные примеры, когда в одних и тех же вмещающих породах залегают месторождения совершенно различных металлов и типов, и наоборот. Это даже следует из материалов тех авторов, которые отстаивают универсальную роль вмещающих пород при эндогенном рудообразовании. Например, из приведенных В. С. Кормилицыным (1963) схем видно, что в Восточном Забайкалье около 50% свинцово-цинковых месторождений связаны с карбонатными осадочными толщами, а остальные — с различными разновозрастными алюмосиликатными породами. Данные исследований А. И. Кулагашева и А. И. Ступиной показывают, что только 60% общего количества полиметаллических месторождений и рудопроявлений заключено в карбонатных породах, а остальные 40% — в алюмосиликатных. Довольно близкие соотношения устанавливаются и при сравнении распределения запасов свинца и цинка по породам различного состава. На основе данных этих же исследователей можно сделать вывод, что около 40% свинца и 50% цинка заключено в карбонатных породах, остальные в алюмосиликатных.

Аналогичная работа, но уже для месторождений всех металлов была проделана нами. Были учтены данные по свинцово-цинковой, оловянной, вольфрамовой, золоторудной, молибденовой и флюоритовой минерализации в породах разного литологического состава. Специально были выделены месторождения, по которым учтены запасы. Обобщенные сведения по распределению проявлений перечисленных металлов, а также их запасов по вмещающим породам разного состава приведены в табл. 43—46. Сопоставление данных по числу месторождений соответствующих металлов в целом (табл. 43) и числу месторождений с учетными запасами (табл. 44) показывает в общем близкий характер их распределения по различным породам. Свинцово-цинковые месторождения тяготеют

---

\* При статистической обработке материала использовались методы В. И. Романовского (Шарапов, 1965).

Распределение месторождений (рудопоявлений) различных металлов (%) по разным вмещающим породам (данные Читинского геологического управления)

Месторождения	Породы				
	Карбонатно-сланцевые нижнего палеозоя	Песчано-сланцевые палеозоя — мезозоя	Эффузивно-осадочные палеозоя — мезозоя	Интрузивные палеозоя — мезозоя	Контакты карбонатно-песчано-сланцевых и изверженных пород различного возраста
Свинцово-цинковые	57,4	13,5	10,2	13,1	5,8
Оловянные	4,8	19,2	3,2	44,8	28,0
Вольфрамовые	4,6	18,3	—	55,1	22,0
Молибденовые	2,3	3,4	—	85,1	9,2
Золоторудные	10,1	21,8	10,1	42,0	16,0
Флюоритовые	11	8	5	65	11

к карбонатно-сланцевым породам (60%); месторождения олова — к песчано-сланцевым (до 30%) и интрузивным (30—40%); вольфрама и молибдена — к интрузивным (55—90%); золота — к карбонатно-сланцевым (10—30%), песчано-сланцевым (20%), эффузивно-осадочным (10—20%) и интрузивным (40—20%). Значительное количество проявлений олова, вольфрама и золота приурочено к контактам различных по составу и возрасту пород (20—30%). Основное число флюоритовых месторождений сосредоточено в силикатных породах (до 90%).

Таким образом, отмечаемая ранее связь частоты встречаемости месторождений определенных металлов в определенных породах в целом имеет место. Если же обратиться к таблицам распределения относительных запасов различных металлов в различных породах, то картина для ряда металлов резко

Распределение месторождений различных металлов (%) с учетом запасов по различным вмещающим породам (данные Читинского геологического управления)

Месторождения	Породы				
	Карбонатно-сланцевые нижнего палеозоя	Песчано-сланцевые палеозоя — мезозоя	Эффузивно-осадочные палеозоя — мезозоя	Интрузивные палеозоя — мезозоя	Контакты карбонатно-песчано-сланцевых и изверженных пород различного возраста
Свинцово-цинковые	65	10	12	13	
Оловянные	2	27	5	32	34
Вольфрамовые	6	22	—	53	19
Молибденовые	—	—	—	95	5
Золоторудные	34	23	20	23	—
Флюоритовые:					
минерал	17	—	83	—	—
руда	38	—	62	—	—

меняется (табл. 46). Например, для свинца на карбонатные породы приходится около 25% запасов (см. табл. 45, 46], на эффузивно-осадочные по одним данным 6%, по другим — 25%, на интрузивные — более 40%. Для цинка: в карбонатных породах сосредоточено 30—40% запасов, в эффузивно-осадочных — около 10%, а в интрузивных до 50%. Для олова: на песчано-сланцевые отложения приходится около 30—40% запасов, на интрузивные породы — до 60—70%. Запасы золота по одним данным (см. табл. 45) заключены (%): в карбонатно-сланцевых породах — 6, в песчано-сланцевых — 24, эффузивно-осадочных — 10, в интрузивных образованиях — 60. По другим данным (см. табл. 46) запасы золота распределены следующим образом (%): в карбонатно-сланцевых породах — 2, в песчано-сланцевых — около 1, в эффузивно-осадочных — 81, в интрузивах — 16. Не менее значительно изменилось распределение для флюорита. Около 50% его запасов оказались заключенными в карбонатных породах

Таблица 45

Распределение запасов различных металлов (%)  
по различным вмещающим породам (данные Читинского  
геологического управления)

Полезные ископаемые	Породы			
	Карбонатно- сланцевые нижнего палеозоя	Песчано- сланцевые палеозоя — мезозоя	Эффузивно- осадочные палеозоя — мезозоя	Интрузивные палеозоя — мезозоя
Свинец	27	26	6	41
Цинк	42	5	7	46
Олово	3	42	—	55
Вольфрам	3	7	—	90
Молибден	—	—	—	100
Золото	6	24	10	60
Флюорит: минерал	45	—	55	—
руда	57	—	43	—

Таблица 46

Распределение запасов различных металлов (%)  
по различным вмещающим породам

Металлы	Породы			
	Карбонатно- сланцевые нижнего палеозоя	Песчано- сланцевые палеозоя — мезозоя	Эффузивно- осадочные палеозоя — мезозоя	Интрузив- ные палео- зоя — мезо- зоя
Свинец	24,6	3,6	24,9	46,9
Цинк	32,1	3,1	12,8	52,0
Олово	0,65	26,8	—	72,5
Вольфрам	—	2,7	—	97,3
Золото	2	0,8	80,8	16,3

Несмотря на то, что сведения по запасам полностью не отражают действительной картины распределения металлов в породах, тем не менее такое различие распределения по породам числа месторождений и их запасов делает все выводы о главной роли вмещающих пород при региональных исследованиях, основанные главным образом на частоте встречаемости месторождений, весьма относительными.

## ВОЗМОЖНЫЕ ОБЩИЕ ПРИЧИНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Весь изложенный в предыдущих главах материал по Восточному Забайкалью показывает, что между вещественным составом мезозойских изверженных пород и руд и закономерностями их пространственного размещения, с одной стороны, и историей вертикальных тектонических перемещений, с другой, существует теснейшая причинная связь. Случайно ли это?

В последнее десятилетие достигнуты крупные успехи в области геофизического изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли. Результаты многочисленных регионально-геофизических исследований по глубинному сейсмическому зондированию были обобщены в ряде специальных работ. Основные вытекающие из этих работ общие положения сводятся к следующему. Мощность земной коры и ее структура (соотношение гранитного, базальтового и других слоев) находятся в тесной зависимости от времени и знака вертикальных перемещений соответствующих участков земной коры. Поднятые участки в общем характеризуются относительно большей мощностью земной коры и большей толщиной гранитного слоя по сравнению с опущенными. Наиболее молодые поднятия по сравнению с древними также характеризуются большей мощностью земной коры и преобладанием в ее строении гранитного слоя. При этом перестройка коры происходит непосредственно в процессе тектонических движений и может осуществляться, как указывают многие авторы, в довольно короткие сроки и на малых расстояниях (Андреев, 1963; Белоусов, 1966; Деменицкая, 1967; Косминская, 1968; Фотиади, Каратаев и др., 1968, и др.).

Одной из основных тенденций современной региональной геологии является попытка увязать наблюдаемые закономерности пространственного размещения магматических и рудных образований с выявляемыми геофизическими неоднородностями земной коры и верхней мантии. Примеры такого подхода мы находим в работах Ю. А. Кузнецова, А. Л. Яншина, Г. Д. Афанасьева, В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, Е. А. Радкевич, Ш. Е. Есенова, Г. А. Твалчрелидзе, Д. А. Кунаева, А. К. Каюпова, Ю. М. Шейнманна, Э. Н. Лишневецкого и многих других исследователей. Аналогичные исследования проводятся и в Восточном Забайкалье Ю. А. Зориным, Г. И. Менакером, В. Д. Огородниковым, Л. А. Мастюлиным, В. С. Меньшиковым и др. Авторы также видят основную причину региональных особенностей состава и размещения различных эндогенных образований Восточного Забайкалья в специфике глубинного строения земной коры этой территории (Мейтув, Иванов и др., 1967, 1970).

По данным имеющихся геофизических исследований наблюдаемое в пределах Восточного Забайкалья гравитационное поле отличается большой сложностью. Здесь выделяются локальные и региональные аномалии. Как считают указанные исследователи, первые связаны с неоднородностями верхних этажей земной коры, вторые обусловлены глубинными факторами, главным образом изменениями мощности земной коры. При этом до недавнего времени наблюдаемые региональные неоднородности гравитационного поля связывались с положением границы Мохоровичича.

В последнее время в работах Г. И. Менакера интерпретация данных по гравитационному полю производится более детально с построением многослойной модели земной коры. Это дает возможность проследить изменение строения отдельных слоев земной коры в различных участках. Из этих данных следует, что глубина заложения поверхности Мохо в разных участках рассматриваемой территории колеблется от 40 до 50 км, а поверхность Конрада — от 10 до 20 км. Кроме того, Г. И. Менакер отмечает целый ряд неоднородностей и в строении самого гранитного слоя на глубинах до 10 км.

Некоторые исследователи, занимающиеся геофизическим изучением Восточного Забайкалья, — Л. А. Мастюлин, В. Д. Огородников и др. — связывают изменение мощностей земной коры с мезо-кайнозойской и более древней историей развития этой территории. Другим же представляется, что современное глубинное строение земной коры связано в основном с новейшими неоген-четвертичными тектоническими движениями. Именно современным поднятиям соответствует большая мощность земной коры в целом, большая мощность гранитного слоя и сокращенная мощность базальтового слоя, и наоборот. Это следует из всех построений Г. И. Менакера, Ю. А. Зорина, В. С. Меньшикова и других геологов. Поэтому отождествлять современное строение земной коры всего Восточного Забайкалья в целом с мезозойским во многих случаях недостаточно обоснованно. Современный рельеф является полностью унаследованным (относительно мезозоя) далеко не на всей территории Забайкалья. Это участки верхнемезозойских впадин, которым в подавляющем большинстве случаев соответствуют современные понижения рельефа. Во многих же случаях унаследованность современным рельефом палеорельефа мезозоя в Забайкалье либо далеко не полная, либо вообще отсутствует. В этом легко убедиться, сопоставляя современные географические карты разного масштаба с предложенной нами тектонической схемой. Примером такого несоответствия может служить обширная территория Агинского поля, которая в мезозойское время являлась горным сооружением, а в настоящее время представляет собой область весьма незначительных абсолютных отметок. Утверждение, что в мезозое эта структура имела такое же строение земной коры, как и в настоящее время не соответствует действительности. То же можно сказать и про многие другие участки Восточного Забайкалья.

Таким образом, геофизические данные о глубинном строении земной коры нельзя прямо переносить на мезозойскую историю Восточного Забайкалья. Несоблюдение этого и вызывает многие несоответствия при рассмотрении мезозойской рудоносности, магматизма и современного глубинного строения. Геофизические данные необходимы для проведения аналогий, предполагая, что мезозойским поднятиям и прогибам соответствовали те же различия в строении коры, которые свойственны и для современных горных областей и депрессий.

В различиях глубинного строения мезозойской земной коры, а также, возможно, и верхней мантии, тесно связанных со всей предшествующей историей вертикальных тектонических перемещений, мы и видим причину особенностей состава и размещения магматических пород и эндогенных месторождений Восточного Забайкалья.

## ВЫВОДЫ

Суммируем основные положения, которые следует из рассмотрения всего фактического материала по Восточному Забайкалью.

1. Проведенное исследование рудоносности и магматизма Восточного Забайкалья основано на анализе характера вертикальных перемещений различных территорий. Важно подчеркнуть, что учитывались движения не только синрудного (мезозой), но и более раннего времени (рифей—палеозой). Расшифровка динамики вертикальных перемещений и рисовка границ поднятий и прогибов различного времени осуществлялись с помощью существующих палеотектонических и палеогеографических схем, а также рассмотрения имеющихся литолого-стратиграфических построений. Предлагаемый подход позволяет широко использовать все имеющиеся геологические сведения вне зависимости от генетических представлений исследователей.

2. Установлена закономерная связь пространственного размещения различных металлов с участками земной коры, испытывавшими совершенно определенный характер вертикальных перемещений. При этом надо иметь в виду всю обозримую прудную историю.

3. В размещении типов месторождений и ассоциированных с ними во времени изверженных пород обнаружены четкие закономерности, опять-таки в связи с их положением в структурах определенного характера вертикальных перемещений. При этом существенное влияние на минералого-геохимический облик пород и руд оказывало положение их относительно границ соответствующих структур (краевые или центральные части поднятий, депрессий; расстояния от краевой части), а также размер и форма структур.

4. Закономерное размещение металлов, типов их месторождений и магматических пород в пространстве определило появление региональной рудно-магматической зональности. Последняя связана с особенностями тектонического строения региона.

5. Зональность отдельных рудных районов, полей и крупных месторождений является звеном общей региональной рудно-магматической зональности. Установлены общие закономерности смены зон и конкретные их особенности, связанные с конкретной тектонической обстановкой.

6. Локализация отдельных месторождений и их скоплений (рудных узлов) находится в определенной связи с границами тектонических поднятий, депрессий, впадин и мезозойских интрузий. Для разных металлов и типов их месторождений характерен строго определенный набор и степень значимости признаков локализации.

7. Установленные региональные закономерности размещения мезозойских изверженных пород, различных металлов и их месторождений в меньшей степени могут быть объяснены различиями во времени, температуре и глубине их образования, а также разным составом вмещающих пород и глубиной эрозионного среза. Все эти факторы, несомненно, влияют на ход пороодо- и рудообразо-

вания (особенно велико их значение при крупномасштабных исследованиях), но они не являются определяющими в региональном плане. Решающее значение имеет характер глубинного строения региона и отдельных его участков, что обусловлено всей историей его геологического развития.

8. Совокупность знаний геолого-геохимических особенностей размещения оруденения в региональном плане, общего характера распределения минеральных парагенезисов в пределах отдельных рудных районов, полей и месторождений, а также условий локализации оруденения позволяет повысить эффективность прогнозно-поисковых работ на различные полезные ископаемые.

9. Важность предлагаемой методики геолого-геохимического прогнозирования заключается в том, что уже при построениях сравнительного мелкого масштаба (1 : 1 000 000—1 : 500 000) в слабо изученных регионах могут быть намечены и охарактеризованы новые районы со скрытым оруденением, а для хорошо изученных регионов получены дополнительные сведения; позволяющие производить сравнительную оценку районов по перспективности обнаружения скрытого оруденения.

## НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЗЛИЧНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

Главным доказательством существования общей закономерной связи между геологической историей рудного района любой территории и химизмом проявленных в нем эндогенных месторождений является наличие выдержанной в различных провинциях приуроченности сходных месторождений к структурам с близким характером тектонического развития и сходной региональной рудной и магматической зональности. Чтобы показать более широкое значение закономерностей, выявленных в Восточном Забайкалье, проанализируем материалы по различным рудным районам, воспользовавшись для этих целей в основном данными из мировой литературы, а также некоторыми собственными наблюдениями.

Рассмотрим геолого-геохимические особенности эндогенной минерализации в такой последовательности: 1) Тихоокеанский пояс Земли, где более подробно остановимся на характере состава и размещения оруденения в пределах Северо-Восточной Якутии и центральной части Южноамериканского побережья; 2) Средиземноморский пояс, в котором подробнее рассмотрим рудоносность Болгарии и Северной Африки; 3) внутренние зоны Евразии.

### РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

#### ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

В 1946 г. С. С. Смирнов впервые охарактеризовал общие черты металлоносности Тихоокеанского планетарного кольца для американской и азиатской его частей одновременно. На основании имеющихся к тому времени материалов им были выделены две резко различные металлогенические зоны: внутренняя приокеаническая кайнозойская, включающая часть побережья океана и островные дуги и характеризующаяся медной и серебряно-медной минерализацией, и внешняя, более удаленная от океана мезозойская с крупнейшими концентрациями олова, вольфрама, золота. Изменение состава магматических и рудных образований С. С. Смирнов искал в особенностях глубинного строения земной коры океанической и материковых частей этого сегмента земной коры и указал на закономерную смену по мере удаления от побережья в глубь материка основных магм и сидерофильной минерализации кислыми магмами и литофильными

полезными ископаемыми. Эта общая идея сохранила силу и в настоящее время, позволив вскрыть целый ряд новых более локальных закономерностей и выдвинуть много важных гипотез общегеологического значения (Андреев и др., 1966). Не останавливаясь на различных аспектах этой большой самостоятельной проблемы, коснемся только некоторых данных по изменению химических особенностей различных эндогенных образований мезокайнозойского возраста, подчиняющихся планетарным закономерностям.

Тихоокеанская впадина и прилегающие к ней участки материков дают наилучший пример планетарной зональности магматизма и оруденения. Для внутренних глубоководных зон Тихого океана характерно весьма широкое развитие океанических базальтов. Периферические зоны океанической впадины являются ареной главным образом андезитового и андезит-базальтового магматизма, контур ареала распространения которого Г. Штилле назвал «андезитовой линией». Ныне она нередко принимается за внутреннюю границу интересующего нас Тихоокеанского рудно-магматического пояса. Материковая и периокеанические островные части Тихоокеанского пояса также характеризуются довольно четкой общей петрохимической зональностью. Впервые она была подмечена для мезозойских гранитоидов североамериканской части пояса еще Линдгреном и Баддингтоном, а позднее А. Ирдли, Ф. Кингом и И. Муром. Крупнейшие батолитовые массивы гранитоидов Притихоокеанского Невадийского пояса имеют в целом более основной состав (кварцевые диориты, диориты), чем сходные с ними интрузивные тела, более удаленные от побережья (Скалистые горы и др.), представленные в основном гранодиоритами и гранитами. Даже выделяется «кварц-диоритовая линия», восточнее которой эти породы не распространены, а развиты гранитоиды повышенной щелочности. Таким образом, с запада на восток по мере продвижения в глубь континента как в плутонических, так и в вулканических разностях гранитоидов повышается содержание  $\text{SiO}_2$  и калиевая щелочность (Burri, 1926; Моог 1959, 1962 \*). Для кайнозойских магматических пород западных штатов США увеличение отношения  $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$  в глубь континента показано в виде изоплет (рис. 37). При этом было установлено, что максимумы калиевой щелочности совпадают с районами повышенных содержания урана, фтора и свинца и с пониженными — бора, а промежуточные значения соответствуют участкам развития вольфрамовой минерализации. В этом же направлении от побережья в глубь материка, если брать весь отрезок побережья Северной Америки, ртутные, золоторудные, медные и свинцово-цинковые месторождения начинают играть все меньшую роль и уступают место редкометальной минерализации (Billingsley, Jocke, 1935; Wiesser, 1958).

Вопросы петрохимической зональности изверженных пород советской части Тихоокеанского побережья были детально изучены Е. К. Устиевым, М. Л. Гельманом, М. А. Фаворской, В. А. Баскиной, М. И. Попковой и др. В целом, как и для Американского побережья Тихого океана, для азиатской части пояса отмечается явное увеличение роли гранит-липаритовых пород в глубь материка. Произведенный Р. Ивановым (1969) анализ данных Е. К. Устиева показал, что объем кислого материала и его щелочность отчетливо возрастают для верхнемеловых пород, тогда как для основных и средних их членов

\* Приводится по Р. Иванову (1969).

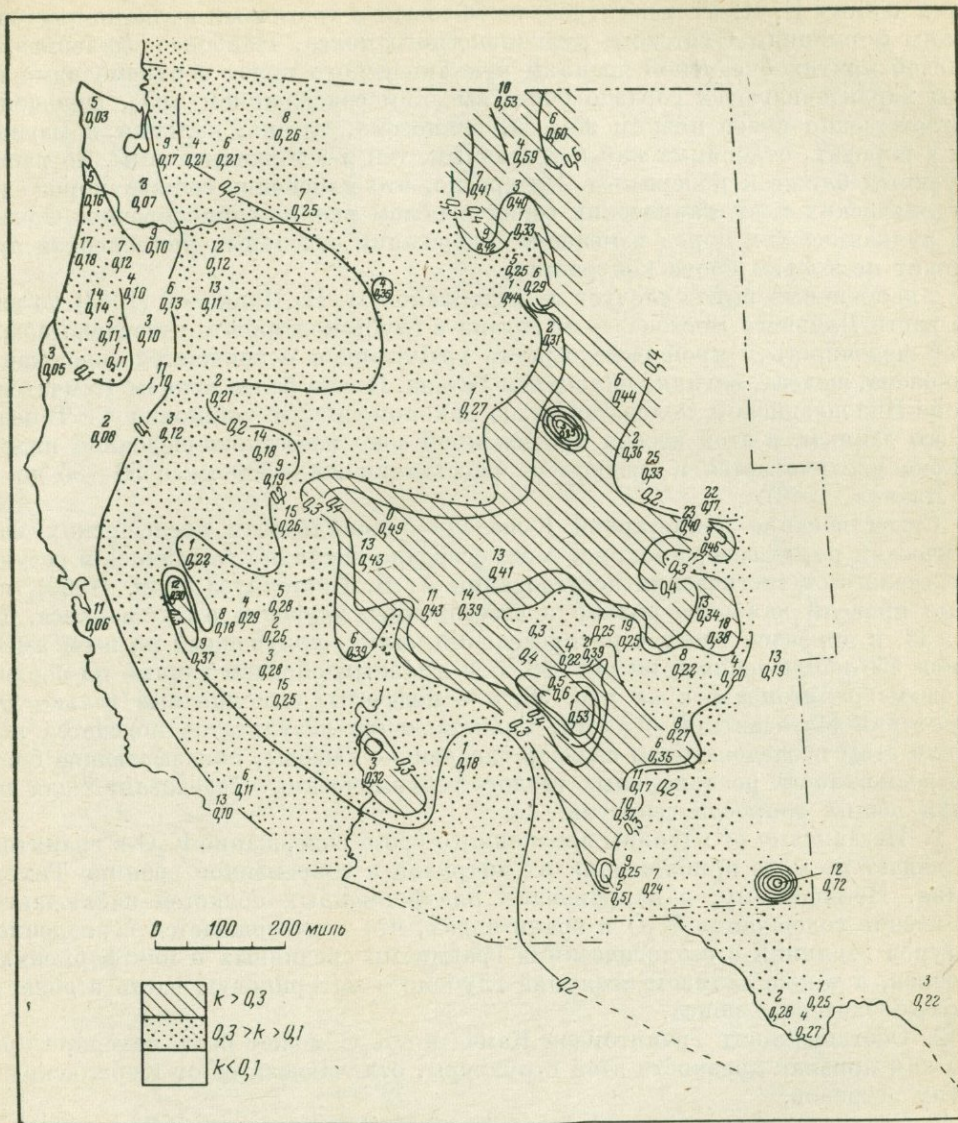


Рис. 37. Изоэлеты отношения  $K = \frac{K}{K + Na}$  для серий неоген-четвертичного вулканизма западной части Северной Америки.  $K$  определен для содержания кремнезема  $\approx 50$  вес. %. Сплошная линия — приблизительная граница эвгеосинклиналей палеозоя и мезо-кайнозоя Северной Америки; прерывистая — «кварц-диоритовая линия». Составил J. G. Моог в 1962 г. (Фаворская и др., 1969)

возрастания щелочности не наблюдается. Еще более четко увеличение роли более кислых гранитоидов и их щелочности, особенно калиевой, видно при сопоставлении данных Е. К. Устиева (1963) по меловым и третичным вулканоплутоническим формациям Охотского вулканического пояса. Наиболее удаленные от краевой притихоокеанской границы вулканического пояса верхнемеловые породы характеризуются гораздо более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ , щелочей и соответственно более низким железом, глинозема, титана, кальция и магния, чем в породах, относимых как к третичным, так и к нижнемеловым, но расположенным ближе к побережью. Интересно, что изменение состава пород для плутонических и вулканических серий в целом вполне единообразно. Однако для вулканических пород изменение содержаний отдельных компонентов происходит несколько более контрастно.

Аналогичный вывод следует из материалов М. И. Попковой (1963) по южной части Дальнего Востока — от океана в глубь континента отчетливо возрастает щелочность и кремнекислотность гранитоидов и снижается содержание глинозема, железа, магния, кальция и титана. В еще более южном Камчатско-Японо-Индонезийском поясе такие же закономерности установил С. Танада. По его данным, в этой весьма протяженной зоне известково-щелочной индекс Пиккока увеличивается в среднем на расстоянии 200—300 км с 50—55 до 67 (Р. Иванов, 1969).

Существование планетарной К-щелочной зональности послеюрских магматических пород северо-востока Азии особенно наглядно выявилось в результате геолого-статистических исследований А. Б. Вистелиуса и др. (1969), которые провели наиболее полное и всестороннее изучение этого вопроса. На рис. 38, а приведен тренд в распределении калия, полученный по всем имеющимся 550 наблюдениям, на рис. 38, б — главным образом данные по верхнемеловым гранитоидам, а на рис. 38, в — подсчеты, выполненные только для территории Магаданской области. Сопоставление результатов подсчетов позволило этим исследователям сделать следующие выводы, показывающие большие возможности региональных геолого-геохимических исследований для решения общих вопросов геологии.

1. Независимо от глубины эрозионного среза содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах падает по мере приближения их интрузий к современной границе Тихого океана. По-видимому, в направлении платформенных областей наблюдается увеличение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах, что подтверждается совпадением контуров изолиний с геологическими границами срединных и платформенных массивов, а также заливом изолиний глубоко в материковую часть в области Монголо-Охотского пояса.

2. Обогащенность гранитоидов Камчатки  $\text{K}_2\text{O}$  может быть интерпретирована как признак древности этой структуры, отличающей ее от Курильских и других островов.

3. Распределение изолиний содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  в Охотском и Японском морях различно. Возможно, геологическая интерпретация этого факта заключается в том, что Японское море отшнуровалось от Тихого океана в домеловое время и с тех пор являлось внутренним морем, а Охотское является заливом Тихого океана, формирующимся и в настоящее время.

Таким образом, геохимическая зональность в распределении концентраций главных породообразующих элементов подтверждает единство мезо-кайнозойских

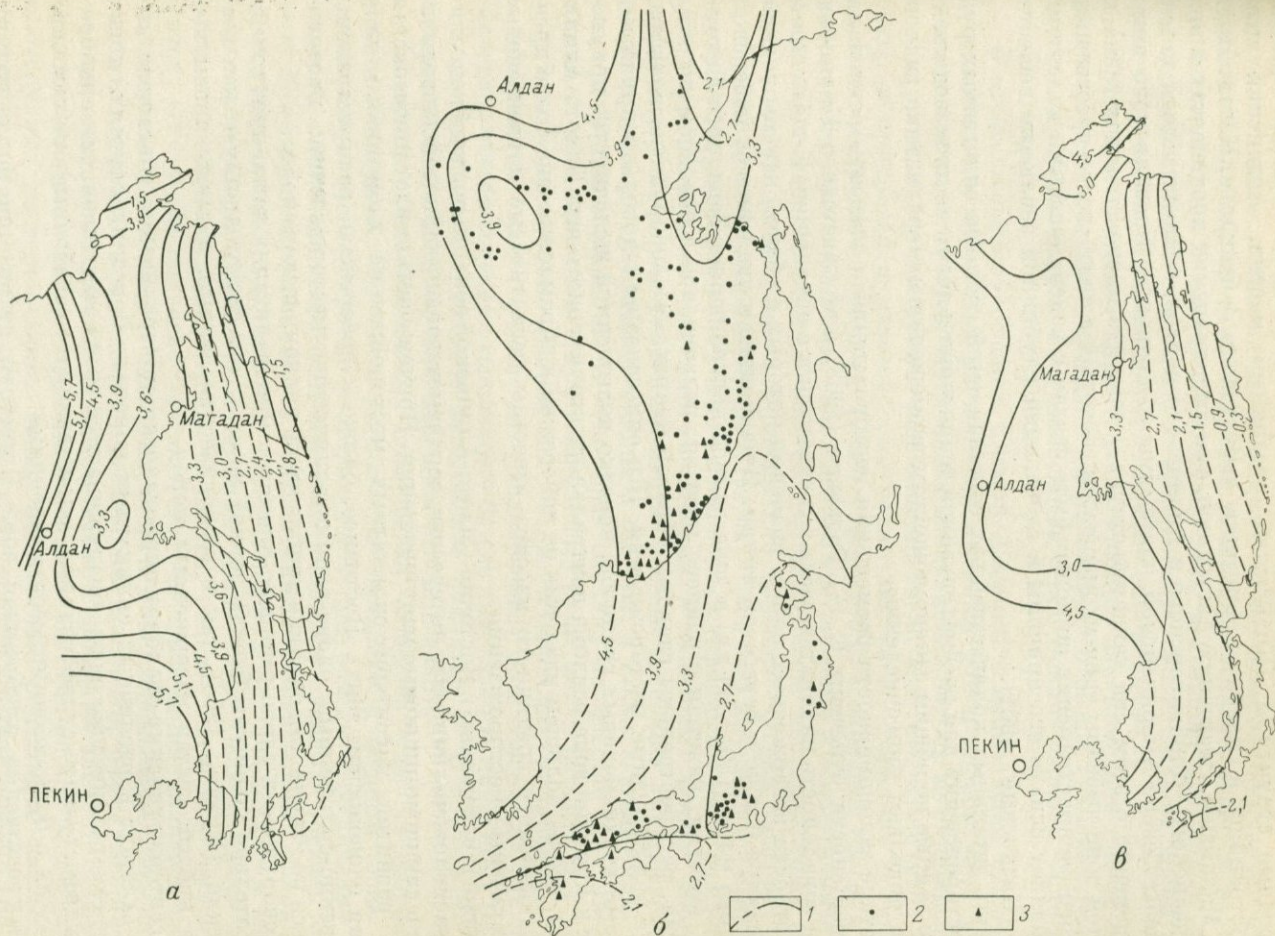


Рис. 38. Характер изменения К-щелочности в азиатской части Тихоокеанского пояса (Вистелиус, и др., 1969)  
 1 — изолинии содержаний К<sub>2</sub>О в гранитоидах; 2 — места отбора проб; 3 — места отбора нескольких проб

гранитоидных магматических образований, широко распространенных далеко на запад от нашего побережья Тихого океана и проникающих в совершенно разнородные структуры (Колымский срединный массив, Алданский щит), распространяясь в Северную Монголию и Восточное Забайкалье, Китай, Индокитай, Малайзию, Восточную Австралию, а на американских континентах в виде Тихоокеанского, Кордильерского и Андийского поясов, местами заходя далеко в пределы Северо-Американской платформы и доходя до Бразильского щита. Одновременно с этим она свидетельствует о том, что процессы магматизма во всей этой зоне вызваны единым процессом, который в силу своего чрезвычайно широкого распространения не может быть связан с поверхностными явлениями и заставляет искать его причины в глобальной глубинной эволюции вещества Земли (Казанский, 1961).

Столь детальных количественных сопоставлений составов эндогенных рудных месторождений для рассматриваемой территории в целом не производилось. Однако данные по общим закономерностям размещения минерализации разного состава довольно многочисленны.

Четкие закономерности размещения месторождений и элементы региональной зональности отмечены Е. А. Радкевич (1963) для Советского Приморья. Рудная зональность находится здесь в соответствии с изменением К-щелочности и кислотности изверженных пород, значения которых в общем, как мы видели, уменьшаются ближе к береговой линии. В наибольшем удалении от побережья Японского моря (150—200 км) в зоне ранней консолидации Западного Сихотэ-Алиня, которая, начиная с раннего мезозоя, развивалась в основном по типу поднятия, распространены главным образом кварцевые оловорудные, вольфрамовые и золоторудные месторождения. Все они связаны с довольно крупными массивами верхнемеловых гранитов, нередко повышенной щелочности, приуроченных к крупной зоне разлома центрального структурного шва Сихотэ-Алиня. Отметим, что на большем удалении от побережья в обрамлении еще более древнего Ханкайского срединного массива известны пегматитовые и грейзеновые редкометалльные месторождения.

Ближе к побережью в Восточно-Сихотэ-Алиньской области поздней консолидации расположены наиболее интересные верхнемезозойско-кайнозойские оловорудные и свинцово-цинковые месторождения. Причем сначала идет прерывистая полоса развития касситерит-силикатных месторождений хлоритового типа (Главная оловоносная зона). Восточнее, ближе к побережью, распространены существенно-сульфидные олово-полиметаллические месторождения, протягивающиеся по извилистой окраине прибрежного вулканического пояса.

Оловорудная и олово-свинцово-цинковая минерализация четко приурочена к относительно поднятым блокам земной коры, о чем свидетельствуют как геофизические (Кучук, 1963), так и геологические данные, а также преимущественно кислый состав изверженных пород.

Касситерит-галенит-сфалерит-пирротиновая минерализация обогащена индием и залегает в различных силикатных породах. В редких случаях, когда олово-полиметаллические руды обнаруживаются среди эффузивов, они приобретают сульфостаннато-сульфосольный олово-свинцово-серебряный состав, что сближает их с боливийскими месторождениями.

Непосредственно прибрежная зона Приморья отличается по характеру минерализации. Здесь развиты в ряде случаев практически лишенные олова

свинцово-цинковые месторождения, обогащенные серебром и висмутом (Тетюхинская группа), которые по геофизическим данным попадают в промежутки между частными поднятиями, несущими олово-свинцово-цинковую минерализацию. Наконец, на самой окраине побережья устанавливаются рудопроявления молибдена и меди. Положение этих месторождений, как и других перечисленных месторождений в прибрежном относительном поднятии на краю с прогибом Японского моря, вполне закономерно.

В качестве довольно характерного примера закономерной смены состава рудной минерализации в пределах американского отрезка Тихоокеанского побережья приведем данные по рудоносности территорий Северного Чили и Южной Боливии.

В этом поперечном сечении Южной Америки в наибольшем удалении от Тихоокеанского побережья расположен крупный район оловорудной минерализации. Он тяготеет к той части южноамериканской полосы мезо-кайнозойской складчатости, где фиксируется наибольший изгиб всех структур (угол Санта-Крус), и приурочен к мезозойскому поднятию, расположенному во внешнем обрамлении Бразильского щита (Колотухина, 1968). С западной стороны район ограничен крупным грабеном, заполненным неогеновыми и четвертичными отложениями, к которому приурочены полиметаллические месторождения (Беренгела, Агиляр). К нему же в большей или меньшей степени тяготеют олово-серебряные месторождения (Оруро, Потоси). Весь этот крупный рудный район, как известно, знаменит богатыми касситерит-сульфидными месторождениями, ассоциирующимися со штоками риолитовых и дацитовых пород. Многие из оловорудных месторождений отличаются весьма широким распространением сульфостаннатов, сульфосолей свинца и серебра, а также германиевых, висмутовых и других минералов. В некоторых случаях количество этих минералов настолько увеличивается, что вольфрамовые руды могут рассматриваться как существенно висмутовые (Караколес, Тасна, Чарольке), а олово-серебряные и серебряные — как германиевые (Кольквечака) или селеновые (Пакахаке). Последнее месторождение расположено ближе других к протяженному прогибу, отделяющему рассматриваемое мезозойское поднятие от Бразильского щита. Интересно, что в этой же зоне известны россыпи золота.

Ближе к Тихоокеанскому побережью, западнее уже упоминавшегося грабена Западной Боливии, расположен знаменитый медный пояс Чили. Гигантские меднопорфировые месторождения приурочены к восточному крылу Главного Андийского прогиба, который выполнен главным образом андезитами. Месторождения залегают в вулканогенных и интрузивных кварц-диоритовых, гранодиоритовых породах. Запасы меди в них оцениваются многими миллионами тонн, молибдена — сотнями тысяч тонн. Велики также запасы золота, серебра, висмута, рения, мышьяка, селена, теллура и других элементов. Отличительной особенностью этих месторождений является широкое распространение, наряду с халькопиритом и ренийсодержащим молибденитом, энаргита, борнита, блеклых руд, сфалерита, галенита, турмалина, наличие гюбнерита, минералов золота, серебра, висмута и других элементов. На севере Чили ближайшая к побережью зона обогащена золотом, вплоть до образования золоторудных месторождений. Такая же картина характерна для Эквадора и Северного Перу, где известны крупные золото-серебряные месторождения. Что касается ртутной минерализации, то она в Чили и Перу в общем зональном

ряду не занимает краевого ближайшего к побережью положения. Наиболее крупный по запасам ртути округ Хуанкавелика (Перу) расположен в 150 км от побережья Тихого океана. Повышенные содержания ртути установлены еще дальше от побережья в селеновом месторождении Пакахаке (Боливия). Известные ртутные месторождения Чили расположены в медном поясе, что наложило отпечаток на характере минерализации. Главный минерал наиболее крупного ртутно-золото-медного месторождения Пунитаки — ртутьсодержащий тетраэдрит.

Аналогичная смена минерализации характерна и для районов Северной Аргентины и Чили (Колотухина и др., 1968). Причем в Центральном Чили устанавливается зональность в проявлении медной минерализации. Медно-молибденовые порфиновые руды, представленные здесь самым крупным месторождением этого типа Браден, расположены в восточной части Андийского прогиба, на большом удалении от побережья. Ближе к Тихоокеанскому побережью в западной части этого же прогиба вблизи крупного грабена залегают халькопирит-пиритовые и борнит-халькозиновые вкрапленные (типа Манто) и жильные месторождения (Лос-Макис, Гуаакан, Дьябло и др.).

Некоторые геологические черты оловянной и медной минерализации рассмотренного района типичны для всей территории американского побережья Тихоокеанского пояса. Как подметили М. И. Ицксон и др. (1965), характерным для оловорудных районов, связанных с проявлением вулканогенных комплексов, является четкое «краевое» положение на стыках киммерийских, а также альпийских складчатых сооружений с более стабильными сооружениями — древними платформами, стабильными массивами и т. д. Кроме Боливии, такое положение занимает Невадийско-Мексиканская зона риолитовых месторождений деревянистого кассидерита, приуроченная к окраине Кордильерского пояса в месте его сочленения с субплатформой Мексиканского залива. Важно, что и здесь медные и золото-медные месторождения располагаются западнее оловорудных, ближе к побережью. Такое же краевое положение, по данным С. Е. Колотухиной и др. (1958), весьма характерно и для медных месторождений, наиболее крупные из которых приурочены к краевым зонам прогибов, к стыку их с более поднятыми блоками земной коры.

В некоторых районах североамериканского побережья при сохранении общего характера рудномагматической зональности, типичного для всего Тихоокеанского пояса, смена с востока на запад литофильных редких элементов (F, Sn, W, Be, Ta) халькофильными и сидерофильными (Cu, Mn, Fe, Au, Zn, Pb), добавляется еще одно или два звена — золоторудной и ртутной третичной минерализации. Чаще всего золоторудная, но особенно ртутная, минерализация в общем ряду рудной зональности североамериканского побережья составляет ближайшее к побережью звено. Причем в случае наличия в зональном ряду и золото-серебряных и ртутных месторождений последние составляют внешнюю зону, обращенную к океану. Такое распределение характерно, например, для Западных Штатов США, где непосредственно в пределах береговой зоны широко распространены крупные ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения Калифорнии (Нью-Альмаден, Нью-Идрия, Сульфур Бенк и др.), а восточнее на гораздо большем расстоянии от побережья уникальные золото-серебряные месторождения (Комсток, Еврика, Репаблик-Майн и т. д.). Состав рудных тел большинства ртутных месторождений довольно прост. Главные

рудные минералы киноварь, иногда метациннабарит и самородная ртуть; сопутствующие минералы пирит, марказит, антимонит, галенит, сфалерит, борнит и др.; нерудные кварц, опал, доломит. Состав золото-серебряных месторождений, наоборот, исключительно разнообразен — нередко кроме самородного золота и многочисленных минералов серебра (аргентит, пираргирит, полибазит, прустит, стефанит) широким распространением пользуются теллуриды и селениды золота и других элементов (силъванит, петцит, калаверит, рижордит, тетрадимит, алтаит, нагиагит и др.). Руды содержат повышенные количества халькогенов — 15—20% объема жильной массы, представленной кварцем, адуляром, карбонатами, алунином, баритом, цеолитами, флюоритом, хлоритом. Соотношение Au : Ag чаще от 1 : 100 до 1 : 200.

Сходное краевое прибрежное положение имеют проявления ртутной минерализации Мексики, восточнее которых расположены золотосодержащие свинцово-цинковые и золото-серебряные месторождения. Крупные полиметаллические месторождения Мексики (Гуанахуата, Закатекос, Дуранга и др.) характеризуются поликомпонентным составом руд. В промышленных количествах во многих из них содержатся свинец, цинк, медь, золото, серебро, селен, теллур, висмут, сурьма и другие элементы.

Любопытны особенности распределения оловорудных месторождений Мексики. Они весьма широко распространены в пределах Центрального плато и горных сооружений Южной Мексики. Месторождения образуют внешний удаленный от побережья пояс, протягивающийся на многие сотни километров до границы с США. Подавляющее большинство точек представлено касситерит-спекуляритовой минерализацией в риолитах, характеризующейся высокими содержаниями индия. Всего два из известных месторождений олова других типов — Сан-Антонио, залегающее в скарнах, и Гвадалказар касситерит-сульфидного типа — расположены в наибольшем удалении от побережья (более 400 км).

Важным фактором является впервые подмеченная Ю. Е. Барановым приуроченность наиболее крупных золоторудных и ртутных месторождений североамериканского побережья к районам, примыкающим к Тихому океану в тех местах, где отсутствует глубинный океанический ров, который в других местах непрерывным кольцом окаймляет Тихоокеанскую впадину. Этот факт важен потому, что такая же картина имеет место в районах проявления ртутной и золото-серебряной минерализации Охотского вулканогенного советского пояса.

Интересно сопоставить с рудоносностью американского побережья характер распределения минерализации в пределах островных дуг азиатской части Тихоокеанского пояса. В этих участках земной коры, по данным М. М. Василевского и В. К. Ротмана (1965), на Камчатке, Сахалине, в Японии и на Филиппинах районы, расположенные ближе к Тихоокеанской впадине, чаще несут в рудах повышенные количества меди. Это колчеданные и контактово-метасоматические медные руды месторождений Северо-Восточной Японии, Восточной Камчатки и т. д. На запад, в сторону материка, появляется медно-молибденовая, а также золото-серебряная, ртутно-мышьяковая и другая минерализация, а также свинцово-цинковая. Еще далее повышается содержание олова, молибдена, вольфрама как в комплексных полиметаллических рудах, так и в виде собственных месторождений (провинции Уэцу, Симане Япония).

При этом для месторождений островных дуг, так же как и для руд в третичных вулканитах американского побережья Тихого океана, весьма характерно наличие геохимически весьма различных элементов (Sn—Cu, Cu—W, Au—Hg—W, Hg—Sb—Sn—W, Sn—Ge—Ag и т. д.).

Таким образом, планетарная региональная геолого-геохимическая зональность Тихоокеанского кольца в целом заключается в смене по направлению к побережью Тихого океана гранитоидных пород повышенной кислотности и К-щелочности вместе с грейзеновыми и кварц-редкометалльными месторождениями вольфрама, олова, бериллия и других элементов, средними и умеренно кислыми изверженными породами и сульфидными месторождениями. Еще ближе к побережью проявлены основные — средние изверженные породы и месторождения, обогащенные сидерофильными элементами. Наконец, самая внешняя Притихоокеанская зона характеризуется наличием гипербазитов, несущих минерализацию сидерофильных металлов. Эти последние образуют прерывистый пояс, прослеживающийся в островных дугах западного Азиатского Притихоокеанья (от Новой Зеландии до Корякского нагорья) и местами в северной части Американского Притихоокеанья (Аляска, Невадийское побережье), и как бы завершают полный разрез планетарного зонального ряда Тихоокеанского кольца — от месторождений литофильных элементов до месторождений сидерофильных элементов.

При этом зональность в пределах американского побережья проявлена несколько более контрастно как для магматических пород, так и для рудных месторождений. В частности, крупнейшие месторождения меди, ртути, золота и серебра по направлению в глубь северо- и южноамериканских материков сменяются оловянным, бериллиевым, танталовым и другим редкометалльным оруденением. На азиатском же отрезке Тихоокеанского континента, почти так же, как и на Атлантическом побережье Северной Америки (Gobelman, 1968), зональный ряд представлен рудами более геохимически близких элементов: свинец—цинк, золото (молибден, медь) в прибрежной материковой зоне; олово, вольфрам, бериллий и другие редкие элементы на некотором удалении. Такое различие планетарных геолого-геохимических закономерностей размещения эндогенных пород и руд находится в хорошем соответствии с характером строения земной коры американского и азиатского секторов Тихоокеанского пояса — в первом береговая зона является границей континентальной и океанической коры, во втором — чаще континентальной и переходного типа (Косминская, 1968).

Остановимся подробнее на закономерностях размещения и особенностях вещественного состава минерализации в пределах отдельных рудных провинций и районов Тихоокеанского кольца, воспользовавшись для этой цели данными по Северо-Востоку СССР.

### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

Рассматриваемая территория, на примере которой мы хотим показать некоторые детали влияния истории вертикальных перемещений на характер рудоносности и магматизма, является внешней, наиболее удаленной от побережья, частью Тихоокеанской зоны. По характеру магматизма и рудоносности она во многом сходна с Восточным Забайкальем. Профилирующее значение

в ней принадлежит верхнемезозойской оловорудной и золоторудной минерализации. Известны также проявления свинцово-цинкового, ртутного, сурьмяного и мышьякового оруденения и, кроме того, молибденовая, танталовая, литиевая и другая еще более редкая минерализация.

Успехи в выявлении размещения месторождений в Северо-Восточной Якутии на первых порах были связаны с именами С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина, В. А. Цареградского, Г. Л. Падалки, Б. Л. Флерова, В. П. Фагутова, М. М. Дубовика и некоторых других исследователей. В статье «Северо-Восток Азии, его металлогения и оловоносность» С. С. Смирнов и В. А. Цареградский (1937) сделали вывод, что территория распространения отложений так называемого верхоянского комплекса, особенно в ее западной части, на протяжении около 700 км является оловоносной. В то же время Ю. А. Билибин (1937) дал оценку перспектив этой территории на золото. Он писал, что на Северо-Востоке месторождения золота приурочиваются к восточной окраинной зоне верхоянской складчатости, в то время как в ее срединных частях проявления золотоносности гораздо более локальны и ограничены. В последующем эти прогнозы были уточнены и получен огромный фактический материал по вопросам пространственного размещения и состава различных эндогенных образований этой территории, который кратко суммирован нами в предлагаемом очерке.

До последнего времени исследователи вслед за С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным основную роль в размещении оруденения отводили связям с магматизмом и разрывной тектоникой. Оловянное оруденение считалось характерным для районов развития наиболее молодого гранитного магматизма повышенной основности, проявившегося в виде небольших «трещинных интрузий» и в зонах разломов поперечных к складчатости. Золоторудная минерализация связывалась с более ранней верхнеюрской тектоно-магматической фазой, проявившейся в виде «добатолитовых» малых интрузий и дайковых тел диоритового и гранодиоритового состава, развитых в продольных зонах максимальных складчатых напряжений и глубинных разрывных деформаций. Относительно свинцово-цинковых месторождений каких-либо рекомендаций не давалось, если не считать указаний на приуроченность их к периферическим частям некоторых оловорудных и золоторудных полей. Следует подчеркнуть, что образование месторождений указанных металлов, в соответствии с мнением Ю. А. Билибина, до недавнего времени связывалось со складчатым (средним) этапом развития так называемой Верхояно-Чукотской геосинклинали.

Перечисленные критерии оценки рудоносности сыграли в деле изучения Якутии на первых порах положительную роль, так как не ограничивали, а, наоборот, всемерно расширяли районы поисков. Однако по мере накопления фактического материала они становились все менее эффективными, так как не могли локализовать районы поисков. К тому же многие гипотетические предположения, на которых они основывались, вступили в противоречие с фактическим геологическим материалом. Это относится к коренным генетическим представлениям: о типично геосинклинальном типе развития Яно-Индигино-Колымской складчатой области, об особенностях формирования и типизации магматических пород, о времени проявления магматизма и рудообразования, о характере связи магматизма и оруденения. Кратко остановимся на каждом из этих вопросов.

На первых этапах геологического изучения территории (1935—1937 гг.) А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, П. Н. Кропоткин и другие исследователи считали, что Верхоянская складчатая область зародилась на древнепалеозойском платформенном основании. Ю. А. Билибин и его последователи, наоборот, полагали, что каледонско-герцидские складчатые комплексы, окаймляющие Алданскую и Колымскую плиты, смыкаются в основании геосинклинальной области. Позднее Ю. М. Пуцаровский (1955), а также И. П. Атласов, С. И. Гавриков, К. Я. Спрингис, Л. А. Снятков, Б. А. Снятков в результате детального геотектонического анализа показали, что Верхоянская складчатая область значительно отличается от типичных геосинклиналей наличием мощной толщии терригенных отложений при почти полном отсутствии вулканогенных, карбонатных пород и конгломератов; наличием крупных, простых по форме и спокойных угловатых складок, а также отдельных блоков с различной тектонической историей, полным отсутствием сколько-нибудь значительных надвигов, геосинклинальных магматических проявлений и т. д.

В 1960—1965 гг. М. И. Ициксон, Л. И. Красный, В. Т. Матвеевко (1965) и С. М. Тильман (1965) обосновали точку зрения об образовании рассматриваемой части Тихоокеанского пояса в результате палеозойской и мезозойской активизации древней платформы, что, по их мнению, привело к высокой степени расчленения территории тектоническими нарушениями при явно подчиненном значении складчатых деформаций. Наиболее полное развитие эта идея получила в работах В. В. Еловских и К. Б. Мокшанцева. Последний писал, что верхнемезозойские и кайнозойские наложенные структуры области мезозойд Северо-Востока СССР, Забайкалья и Центральной Азии идентичны, но в то же время коренным образом отличаются как от геосинклиналей, так и от платформ и, следовательно, по принятой в тектонике методологии должны относиться к другой категории структур земной коры. Как отмечал С. М. Тильман (1965), Арктическая зона мезозойд в целом характеризуется «вырождением геосинклинальных свойств». На это же указывали К. Б. Мокшанцев и И. С. Рожков (1963).

Много неясного и в вопросе о возрасте оруденения и магматизма. Как отмечает Ю. П. Ивенсен (1969), в настоящее время существуют две противоположные тенденции. В. Т. Матвеевко, И. Я. Некрасов, В. В. Еловских, отчасти Ф. Р. Апельдин, Б. Л. Флеров и другие выделяют несколько синхронных и ограниченных во времени этапов магматизма и оруденения. Золото-кварцевое оруденение связывается с (позднеюрской?) «добатолитовой» дайковой диоритовой формацией, оловоносные скарны и касситерит-кварцевая минерализация с «батолитоподобными» гранитоидными массивами продольных поясов (поздней юры — начала мела?), касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная и часть галенит-сфалеритовой минерализации — с массивами гранитоидов (верхнемеловых?) «поперечных рядов» и, наконец, антимонит-киноварная и часть галенит-сфалеритовой — с базальтоидными дайками (палеоген?). Ю. П. Ивенсен, Г. А. Гринберг, Г. Н. Гамянин, О. Г. Эпов, Л. А. Мусалитин, А. В. Зильберминц, Н. И. Ненашев, Л. В. Фирсов и автор считают принимаемое предыдущими исследователями геоструктурное и возрастное членение магматизма и оруденения недостаточно обоснованным фактическим материалом и в связи с этим склонны выделять как можно меньшее количество магматических формаций.

На рис. 39 показано положение главных интрузивных массивов плуто-нических пород Северо-Восточной Якутии. Создается впечатление, что массивы, относимые к «секущим рядам», расположенные в Янской зоне, в удалении от Главного интрузивного пояса, могут рассматриваться как его продолжение. Наиболее четко это видно на примере Адыча-Туостяхского, Арга-Ыннах-Хайского, Арганьского, Тирехтяхского и Дереват-Альбинского рядов.

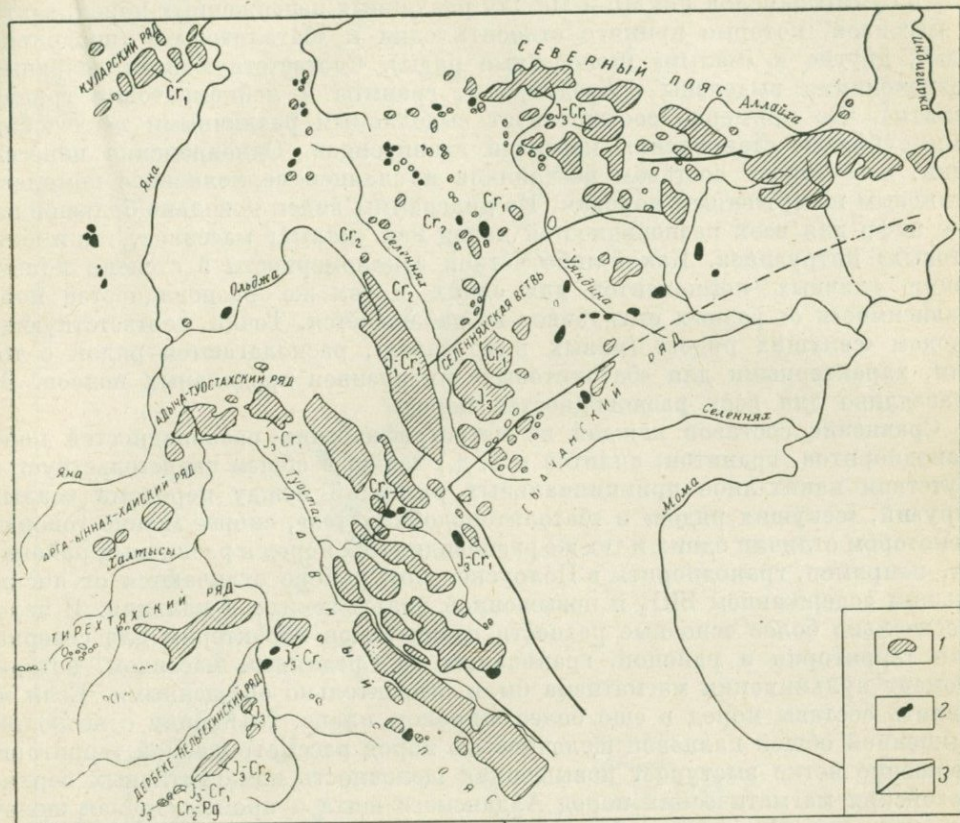


Рис. 39. Схема размещения мезозойских гранитоидных пород в Северо-Восточной Якутии. По материалам Янского геологоразведочного управления  
 1 — интрузии кислого состава; 2 — интрузии среднего и основного состава; 3 — наиболее крупные разломы и контуры Колымского срединного массива

Ыннах-Хайского и Тирехтяхского интрузивных рядов. По данным аэромагнитной съемки между этими массивами прослеживается непрерывный пояс аномалий с глубиной возбуждающих масс 0,5—1,5 км. На схеме заметен дугообразный изгиб всех перечисленных секущих «рядов», направленный выпуклостью к северу. Примерно такое же положение имеет «Северный интрузивный пояс» относительно краевого шва Колымского массива. Несмотря на это, к разряду «секущих» поперечных рядов Адыча-Туостяхский ряд не относится, хотя даже по составу его породы не отличаются от пород «секущего» Тирехтяхского ряда. В то же время составы пород Арга-Ыннах-Хайского и

Дербек-Нельгехинского рядов заметно отличаются, а оба они считаются типичными примерами «секущих интрузивных рядов». Таким образом, в вопросе выделения указанных разновидностей магматических пород нет строгих принципов.

На графике составов магматических пород, построенном нами по методу Д. С. Белянкина (рис. 40), нанесены точки, характеризующие содержание  $\text{SiO}_2$  и суммы окислов Fe, Mn и Mg для различных изверженных пород, взятых из массивов, которые принято относить одни к «батолитовым» (продольные ряды), другие к «малым» (поперечные ряды). Соответствующими условными обозначениями выделены гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты (аплиты), что примерно соответствует выделяемым различными исследователями субфазам становления массивов гранитоидов. Одновременно нанесены точки, отвечающие составам песчаников и сланцев верхоянского комплекса и типовым изверженным породам. Из диаграммы виден довольно большой разброс цифр для всех разновидностей пород как «малых» массивов, так и «батолитовых» интрузивов. Какой-либо четкой закономерности в степени концентрации главных компонентов для одних и тех же разновидностей пород в зависимости от разных интрузивов не наблюдается. Точки, соответствующие породам «секущих рядов» (малых интрузивов), располагаются рядом с точками, характерными для «батолитовых» интрузивов продольных поясов. Это справедливо для всех разновидностей пород.

Сравнение составов каждой из петрографических разновидностей пород (гранодиоритов, гранитов, аплитов и т. д.) также в общем свидетельствует об отсутствии каких-либо принципиальных различий между породами «малых» интрузий, «секущих рядов» и «батолитоподобных тел», скорее можно говорить о некотором отличии одних и тех же разновидностей пород в различных районах. Так, например, гранодиориты в Полоусненском районе отличаются от янских меньшим содержанием  $\text{SiO}_2$  и повышенной ролью железа и кальция. В целом относительно более основные разности гранитоидов характерны для северной части территории и районов, граничащих со Средним массивом, которые в момент кульминации магматизма были относительно опущенными. Если же сравнить составы пород в еще более широком плане, то наряду с несколько повышенной общей калиевой щелочностью пород рассматриваемой территории совершенно четко выступает повышенная щелочность, комагматичных верхнемезозойских магматических пород Алданского щита и промежуточная щелочность интрузий Охотского массива по сравнению с породами Яно-Индигиро-Кольмской области.

Таким образом, процесс образования изверженных пород был весьма сложным и во многом еще не выяснен. Предполагается, что верхнемезозойские гранитоиды Северо-Восточной Якутии являются производными коровых процессов (Ивенсен, 1969), хотя существуют и другие мнения.

Вопрос о связи рудообразования с магматизмом также в настоящее время не решается однозначно. Только для грейзеновых и некоторых касситерит-вольфрамит-кварцевых руд сохранилось мнение о генетической связи с интрузиями, тогда как для всех остальных типов месторождений доказываются парагенетические, часто довольно отдаленные и неустойчивые связи (Иванов, 1963; Ивенсен, 1969).

Претерпели коренные изменения и многие положения о возрасте и взаимоотношениях магматизма и оруденения, которые до недавнего времени считались

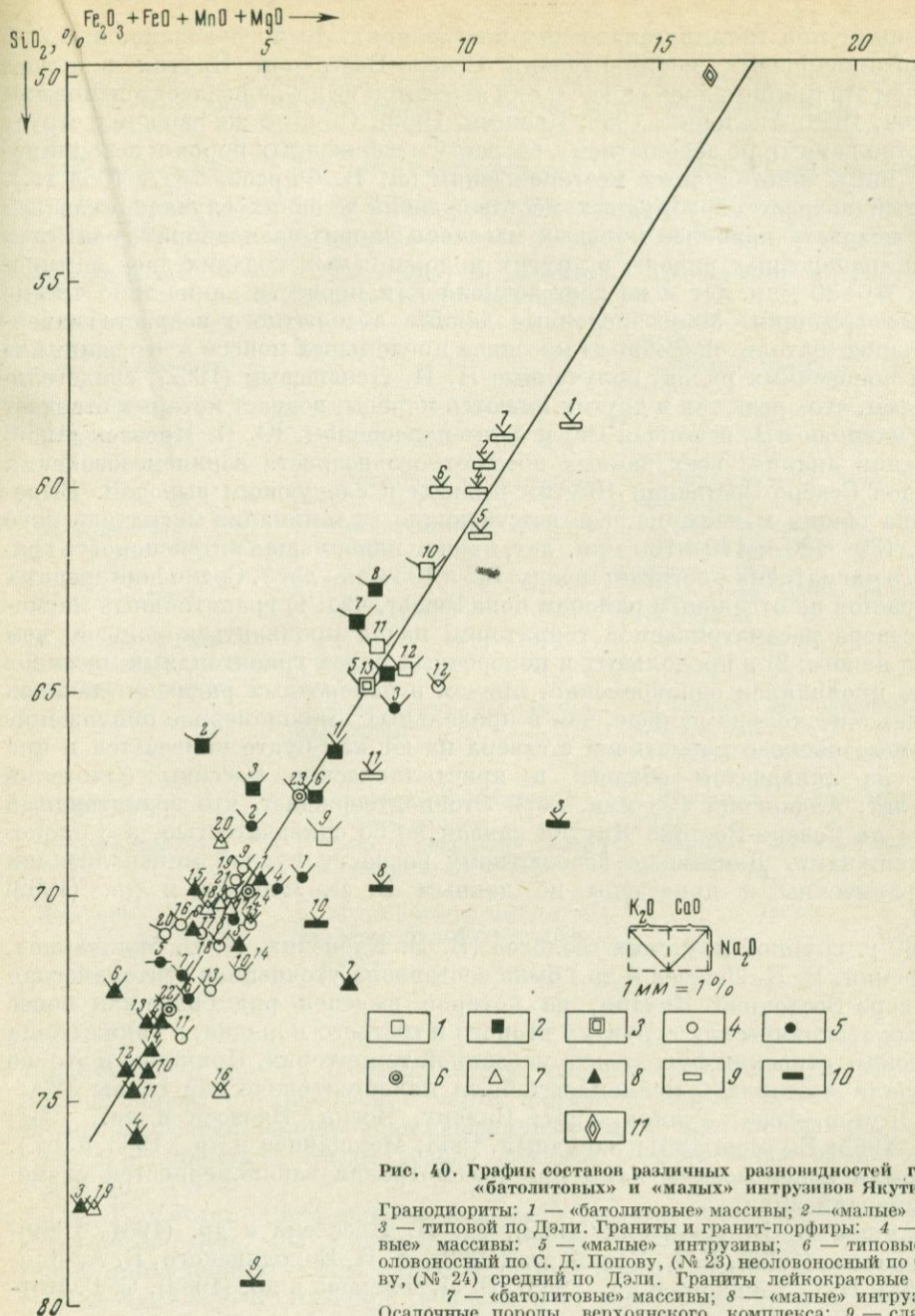


Рис. 40. График составов различных разновидностей гранитоидов «батолитовых» и «малых» интрузивов Якутии

Гранодиориты: 1 — «батолитовые» массивы; 2 — «малые» интрузивы; 3 — типовой по Дзели. Граниты и гранит-порфиры: 4 — «батолитовые» массивы; 5 — «малые» интрузивы; 6 — типовые — (№ 22) оловяносный по С. Д. Попову, (№ 23) несоловоносный по С. Д. Попову, (№ 24) средний по Дзели. Граниты лейкократовые и аплиты: 7 — «батолитовые» массивы; 8 — «малые» интрузивы. Осадочные породы верхоянского комплекса: 9 — сланцы; 10 — песчаники; 11 — типовое габбро по Дзели

Примечание. График составлен по данным материалов Янского геологоразведочного управления. Данные анализов (№ 1—23) для каждой разновидности пород см. в табл. 76—78 работы В. В. Иванова (1964)

руководящими при металлогенических построениях. Было доказано, что возраст золото-кварцевых месторождений Северо-Восточной Якутии в целом моложе, чем это принималось ранее, и они являются не до-, а послепалеозойскими (Скорняков, 1949; Апельцин, 1959; Ивенсен, 1969). Об этом же свидетельствует большинство данных по абсолютному возрасту изверженных пород и ассоциированных с ними золоторудных месторождений (Л. В. Фирсов, 1957, 1963 гг.). Абсолютный возраст оловорудных месторождений в одних случаях оказался близок к возрасту наиболее молодых массивов диорит-гранодиорит-гранитной формации «поперечных рядов», в других моложе самых поздних даек лампрофиров на 20—30 млн. лет и не дает возможности провести какие-либо четкие возрастные градации. Многочисленные данные абсолютного возраста изверженных пород «батолиноподобных» массивов продольных поясов и «трещинных» интрузий поперечных рядов, полученные Н. И. Ненашевым (1962), свидетельствуют о том, что среди тех и других имеются породы, возраст которых отвечает времени, начиная с  $J_3$  и кончая  $S_2$  и даже палеоценом. Ю. П. Ивенсен (1969) на основании анализа всех данных абсолютного возраста верхнемезозойских гранитоидов Северо-Восточной Якутии пришел к следующим выводам. Выделяются два общих максимума, соответствующие кульминации магматического процесса, 130—120 и 110—100 млн. лет, причем наибольшая интенсивность гранитоидного магматизма достигает между 145 и 105 млн. лет\*. Сравнение средних цифр возрастов по отдельным районам показывает, что: 1) гранитоидный магматизм на севере рассматриваемой территории начал проявляться раньше, чем в центре и на юге; 2) в продольных и поперечных рядах гранитоидных массивов магматизм проявлялся одновременно, причем в поперечных рядах он начался местами даже несколько раньше, чем в продольных. Закономерное омоложение возраста мезозойского магматизма с севера на юг как будто намечается и при переходе из складчатой области в кристаллические массивы (Охотский 111 млн. лет, Алданский 108 млн. лет). Это подтверждает, что гранитоидный магматизм на Северо-Востоке Якутии связан не со складчатостью, а с блоковыми подвижками. Данные по абсолютному возрасту рудной минерализации более ограничены и приведены по данным Б. Л. Флерова и др. (1969) в табл. 47.

В 1960 г. группой якутских геологов (В. В. Еловских, К. Б. Мокшанцев, Н. В. Черский, В. К. Лежоев и др.) была составлена уточненная тектоническая схема Северо-Восточной Якутии, на которой выделен ряд более или менее автономных тектонических структур второго и третьего порядка, а также схема тектонического строения фундамента указанной территории. Примерно в это же время начали составлять мелкомасштабные палеотектонические схемы (Касовская, Шутов, 1958; Тучков, 1957; Вихерт, Возин, Ивенсен и др., 1961; Богданов, 1963; Бычков, 1961; Зарудный, 1963; Мокшанцев и др., 1963, и др.), которые были использованы нами при рассмотрении закономерностей размещения минерализации.

По данным В. В. Еловских (1962), Ю. П. Ивенсена и др. (1961, 1969), И. Я. Некрасова (1962), Г. А. Гринберга (1969), А. И. Бородянского, Б. А. Лемковой (1963), И. С. Рожкова и др. (1963), Б. Л. Флерова и др. (1969), С. Г. Кот-

\* Поскольку подавляющее большинство определений производилось калий-аргоновым методом по валовым пробам, это могло привести к завышению средних цифр.

Определение абсолютного возраста образования некоторых месторождений  
Северо-Восточной Якутии (калий-аргоновый метод) — анализы Н. И. Ненашева

Месторождение	Тип минерализации	Анализируемый материал	Возраст млн. лет
1	2	3	4
Полярное	Касситерит (вольфрамит)- кварцевый, грейзеновый	Цинивальдит из грейзена	115
Депутатское	То же	Кварц-мусковитовый грейзен	94
Арга-Ыннах-Хая	»	Светлая слюда из грейзена	89
То же	»	Микроклин из пегматита	93
Депутатское	Касситерит-сульфидный	Околожильная турмалиновая порода	110
»	Касситерит-сульфидный	Околожильная хлоритовая порода	89
Илинтасское	Касситерит-сульфидный	Дайка керсантина	98—93
»	То же	Легкая фракция из сульфидной руды	64
Алыс-Хайское	»	Дорудная дайка диорит-порфирита	90
Улахан-Эгеляхское	»	То же	84
Эге-Хайское, Сухо (Дыбинский район)	»	»	51
	Касситерит-галенит-сфалеритовый	Серицит из околожильной породы	67
		Дорудная дайка плагио-порфира	86
Алтайское	Галенит-сфалеритовый (сульфосольное)	Дорудная дайка мончикита	66
Эргеляхское	Золотс-кварцевая (кварц-редкометалльно-сульфидное)	Серицит из околожильной породы	129
Жданное	Золото-кварцевый (кварц-галенит-сульфоантимонитовое)	То же	122

ляра (1968) и других исследователей, различные геолого-структурные зоны Якутии имеют специфические черты металлоносности. Вместе с тем многие из них включают одновременно различные типы месторождений разных полезных ископаемых, что не всегда находит геологическое объяснение (Рождков и др., 1963).

С. Г. Котляр (1968) впервые для всей Якутии показал зависимость между историей вертикальных перемещений отдельных тектонических блоков и характером проявленных в них магматизма и рудоносности (рис. 41). Он выделил в Яно-Индигино-Колымской области ряд антиклинорных и синклинорных структур. Для первых, по его данным, характерно оловорудное, а для вторых — золоторудное оруденение. При этом он отмечал, что высокотемпературная метасоматическая тантало-ниобиевая минерализация, вероятно,



цикла развития. Золотое оруденение кварцевого типа характерно для линейных синклиорных (необращенных) зон, тогда как наличие золото-серебряных месторождений предполагается в вулканогенных впадинах. Кроме того, С. Г. Котляр (1968) выделил синклиории среднемезозойского этапа и так называемые планории, эндогенное оруденение и магматизм для которых совершенно не типичны. Для них, по данным этого исследователя, характерна слабая тектоническая активность и незначительное опускание, вероятно, вызванное интенсивными восходящими движениями в соседних блоках. Выводы С. Г. Котляра (1968) имеют особо важное значение для понимания металлогении интересующей нас области, так как ему в этом районе удалось выделить структуры, близкие по истории геологического развития и, как следствие этого, по характеру рудоносности, независимо от степени удаленности друг от друга.

Важное значение имеет также вывод Г. А. Гринберга (1969) о том, что позднемезозойские гранитоидные интрузии Северо-Восточной Якутии четко связаны с поднятиями, которые являются наложенными на мезозойские складчатые структуры. Это хорошо согласуется с данными автора и доводами А. А. Маракушева и др. (1965) и Б. Г. Лутца (1966) о том, что минеральные преобразования, связанные с гранитизацией метаморфических пород, сопровождаются значительным увеличением объема и должны протекать в условиях поднятий земной коры.

Проясняется в последнее время и вопрос о глубине магмо- и рудообразования, а также величине эрозионного среза (Флеров, Индолев, Яковлев, 1969). Этими исследователями показано, что месторождения касситерит-кварцевого типа располагаются на одном уровне с куполами гранитоидов, тогда как касситерит-сульфидные месторождения ведут себя более независимо от степени эрозионного среза массивов гранитоидов. В общем, глубины формирования всех типов месторождений оцениваются 1000—2000 м. К этим цифрам близки и глубины образования магматических тел. Подчеркивается, что современный эрозионный срез территории довольно однообразен и большинство оловорудных месторождений оказывается эродированными не более чем на половину интервала оруденения.

Рассмотрим фактические материалы, показывающие наличие зависимостей между историей вертикальных тектонических перемещений и металлогеническими особенностями некоторых главных рудных районов Северо-Восточной Якутии. Основное внимание при этом будем обращать на условия, благоприятствующие локализации различного оруденения и наиболее существенные региональные минералого-геохимические особенности месторождений. Воспользуемся для этой цели последними сводными палеотектоническими схемами (Зарудный, 1963; Атлас литолого-палеографических карт СССР, 1968), материалами С. С. Смирнова, М. М. Дубовика, П. П. Епифанова, А. И. Муромцева, А. О. Розенцвита, Ф. Р. Апельцина, Л. В. Фирсова, Н. М. Саввинова, В. В. Еловских, В. К. Чайковского, И. Я. Некрасова, Б. Л. Флерова, Л. Н. Индолева, Г. Г. Невойсы, Г. Н. Гамянина, Ю. П. Ивенсена, Б. Б. Проценко, личными наблюдениями и данными многих других исследователей, публикаций по интересующим нас вопросам у которых не имеется, но чей вклад в познание металлогении Якутии весьма велик — Ю. А. Тархова, А. И. Киселева, М. С. Цаликова, Д. И. Каца, Н. Е. Круга, Р. Р. Зиверта, Е. Н. Евангулова, И. Н. Карбивничего, П. Н. Ушакова и др.

История геологического развития Яно-Индиги́ро-Колымской области была длительной и сложной, причем геотектонический режим в целом, как показал А. В. Вихерт, имел ограниченную активность при явно подчиненном значении складчатых деформаций по сравнению с разрывными. Для всей области характерно постепенное усложнение структуры во времени, а также миграция поднятий и прогибов в направлении от Сибирской платформы к центральным массивам. Установлено также, что особенности мезозойских структур находятся в зависимости от строения палеозойского фундамента, который имеет неоднородное блоковое строение, причем участки, имеющие близкую историю геотектонического развития, характеризуются сходными металлогеническими особенностями. Рассмотрим вначале геолого-геохимические особенности главных оловорудных (вольфрамовых) районов, затем свинцово-цинковых и золотрудных.

### Оловорудная минерализация

Генеральной закономерностью в размещении оловорудных месторождений в пределах Северо-Восточной Якутии является их приуроченность к относительно поднятым блокам земной коры (Иванов, 1964; Котляр, 1968). С. Г. Котляр, наиболее полно рассмотревший этот вопрос, считает перспективными для образования касситерит-сульфидных месторождений антиклинорные поднятия ранних этапов позднепалеозойско-мезозойского цикла развития. К позднепалеозойскому циклу он относит образование Западно-Верхоянского и Орулганского антиклинориев, к раннемезозойскому — Нельгехинский, Аян-Уряхский и Балыгычанский антиклинории (см. рис. 41). Наиболее интересные оловорудные месторождения Яно-Борулахской и Нельгехе-Дербекинской групп приурочены к Нельгехинскому (Адычанскому) поднятию (центральные районы Северо-Восточной Якутии), а также к Балыгычанскому поднятию (Галимовско-Индустриальная, Лазо-Чапаевская и другие группы) и к не отмеченному С. Г. Котляром Полоусненскому поднятию (Депутатская группа) — северная часть рассматриваемой области.

Характер минерализации во всех перечисленных районах Северо-Восточной Якутии в целом довольно сходен. Наиболее широким распространением пользуются касситерит-сульфидные месторождения, но иногда к ним присоединяются касситерит-кварцевые и грейзеновые проявления, нередко содержащие вольфрамит. Минеральный состав и геохимические особенности оловянных руд в разных месторождениях одного типа весьма близки даже в наиболее удаленных друг от друга районах и показаны в табл. 48.

На составленной нами сводной палеотектонической схеме распределения разновозрастных поднятий на территории Северо-Восточной Якутии, в основу которой легли опубликованные данные (Атлас литолого-палеографических карт СССР, 1967, 1968), показаны известные проявления оловорудной минерализации (рис. 42). Из нее видны совершенно определенные закономерности. В центральной части рассматриваемого района все более или менее крупные оловорудные месторождения находятся в пределах палеозойского устойчивого поднятия, граница которого простиралась далеко на север. Примерно в начале перми это поднятие в результате интенсивных тектонических движений распалось на отдельные поднятые и опущенные блоки. На палеотектонических схемах (см. рис. 42) в пределах пермского Адычанского поднятия (Еловских,

Минеральный состав и геохимические особенности главных типов оловорудных месторождений  
Северо-Восточной Якутии

Район	Месторождения, рудопроявления	Минеральный состав:			Главные химические компоненты руд	Изменения вмещающих пород
		главные	второстепенные	редкие		

## Оловоносные грейзены

Яно-Борулахский, Полоусненский	Арга-Ыннах-Хая, Полярное	Кварц, мусковит	Полевые шпаты, топаз, вольфрамит, арсенопирит, флюорит, апатит, биотит, турмалин, фосфаты, арсенопирит иногда станнин	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, кальцит, сидерит, висмут самородный, висмутин, шеелит, серебро самородное, теллуриды висмута, колумбит-танталит, тетраэдрит, джемсонит, пирротин, анатаз, брукит, молибденит и др.	Sn, W, Ta, Sc, Li, Rb, Cs, Bi	Грейзенизация, окварцевание
--------------------------------	--------------------------	-----------------	---	---	-------------------------------	-----------------------------

## Касситерит-кварцевые жилы

Яно-Борулахский, Чалбынский, Тирехтяхский	Олохтох, Кутурук, Хонор, Чалбынское, Эверкенское, Хатыннахское и др.	Кварц	Касситерит, мусковит, вольфрамит, арсенопирит, турмалин	Топаз, шеелит, флюорит, альбит, кальцит, сидерит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, висмут самородный, рутил, апатит и др.	Sn, W	Окварцевание, турмалинизация, мусковитизация
---	--	-------	---	---	-------	--

## Касситерит-сульфидные

Яно-Борулахский, Дербек-Нельгехинский, Полоусненский, Дарпирский, Куйгинский, Бургавийский	Эге-Хая, Илин-тас, Алыс-Хая, Бургачан, Депутатское, Дарпирское, Куйгинское, Бургавийское	Кварц, турмалин, хлорит, пирротин	Касситерит, арсенопирит, сфалерит, пирит, флюорит, станнин, халькопирит, мусковит, кальцит, сидерит	Вольфрамит, галенит, буланжерит, блеклые руды, джемсонит, топаз, прустит, пираргирит, серебро самородное, штернбергит, висмутин, висмут самородный, виттихенит, кубанит, валлерит, золото самородное и др.	Sn (W), Zn, Bi, In, Ag, Au	Сульфидизация, окварцевание, турмалинизация, хлоритизация, серицитизация
--	--	-----------------------------------	---	--	----------------------------	--

1961; Котляр, 1968) выделяется три горста. К южному окончанию северного горста приурочены месторождения Арга-Ыннах-Хайской группы, а к юго-восточной окраине южного — Дербек-Нельгехинская группа месторождений. Сходное положение занимают оловорудные месторождения Красногорско-

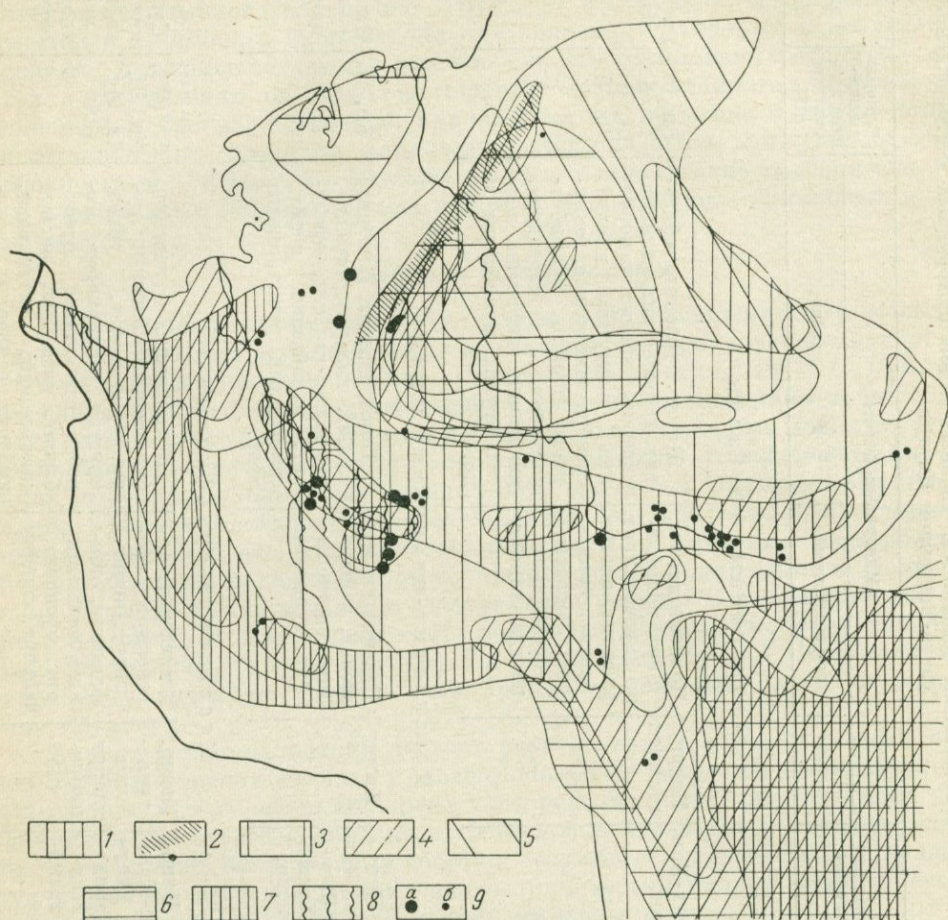


Рис. 42. Сводная палеотектоническая схема формирования разновозрастных поднятий на территории Северо-Восточной Якутии

Возраст поднятий: 1 — позднемеловые; 2 — альбские; 3 — раннемеловые; 4 — юрские, 5 — триасовые; 6 — позднепермские — раннетриасовые; 7 — нижнепермские; 8 — раннесилурийско-позднекарбоновые; 9 — месторождения (а) и рудопроявления (б) олова

Бургавийской группы относительно восточного горста пермского Адычанского поднятия. Примечательно, что оловорудное месторождение Дарпир, расположенное далеко на восток от Адычанского поднятия, также четко приурочено к краю имевшегося в том районе раннепермского поднятия (см. рис. 42). Если к этому добавить, что подавляющее большинство разбросанных по всей территории Северо-Восточной Якутии мелких проявлений оловорудной минерализации расположено вблизи границ раннепермских поднятий, а также,

что совершенно аналогичное положение имеет оловянная минерализация верховьев р. Колымы — Сеймчанского (Лазо-Чапаевская группа), Орутуканского (Днепровско-Приискательная группа) и Балыгычан-Сугойского районов (Галимовское, Бастойское, Индустриальное, Невское месторождения), то можно сказать, что подменная нами закономерность почти не имеет исключений. Подчеркнем, что основные магмо- и рудораспределяющие тектонические нарушения заложились на рассматриваемой территории именно в это время, так как контролировали распределение позднепермских и триасовых фаций.

Обратимся к мезозойской истории Адычанского поднятия. В поздней перми и в раннем триасе районы распространения оловорудной минерализации испытывали погружение и в их пределах накапливались морские отложения: алевриты, аргиллиты, реже песчаники. Однако и в это время в центральной части рассматриваемого района существовало незначительное поднятие, которое образовалось в промежутке между бывшими раннепермскими горстами. В средне- и верхнетриасовое время вся территория Адычанского поднятия входила в состав глубоководной весьма протяженной впадины (3000—4000 м), в которой накапливались мощные толщи однообразных песчаниково-сланцевых отложений. Причем не только оловорудные месторождения Янского района, но и все остальные месторождения олова Яно-Индигирского района не выходят за пределы этой глубоководной зоны. В ранней, средней и поздней юре вновь возобновились блоковые движения, и территория центральной части современного Адычанского поднятия претерпела инверсию и превратилась в горст-антиклинорий, размеры которого неуклонно разрастались (см. рис. 42). Важно, что все оловорудные районы и зоны в пределах Адычанского поднятия тяготеют к краевой части этого юрского горста. Характерно, что и все остальные крупные оловорудные районы Северо-Восточной Якутии также располагаются в непосредственной близости от юрских горст-антиклинориев.

В нижнемеловое время все без исключения районы распространения оловорудной минерализации Северо-Восточной Якутии вошли в состав единой крупной материковой области с отметками 500—1000 м над уровнем моря, на которой в верхнем мелу возникли высокогорные сооружения (районы современного Верхоянского хребта, хр. Черского и др. см. рис. 42). И вновь граница горста хр. Черского прошла в районе распространения оловорудных месторождений Яно-Борулахской и Дербек-Нельгехинской групп. Наряду с крупными поднятиями в меловое время образовались пониженные структуры — грабены и впадины, заполнявшиеся континентальными, нередко угленосными осадками, реже эффузивно-осадочными отложениями. Стратиграфия и особенности распределения меловых отложений изучены весьма слабо. Однако даже из этих далеко не полных данных можно сделать вывод, что наиболее крупные оловорудные поля находятся поблизости от депрессионных верхнемеловых структур. На это обстоятельство до сих пор при изучении закономерностей размещения оловорудных месторождений Якутии не обращалось внимания. Проявление оловорудной минерализации в районах распространения наложенных впадин на Северо-Востоке СССР известно и в других районах. Такой случай, например, был рассмотрен В. Т. Матвеевко для Омсукчанского района.

Кайнозойская история Северо-Восточной Якутии сходна с меловой и характеризуется континентальным режимом, в общем довольно слабо расчлененным рельефом и тектонической активностью.

Таким образом, из рассмотрения некоторых общих региональных закономерностей размещения оловорудной минерализации в пределах Северо-Восточной Якутии можно сделать вывод, что для образования оловорудных месторождений наиболее благоприятны участки земной коры, подвергшиеся наиболее резким, контрастным и неустойчивым нисходящим — восходящим перемещениям и незначительным временем с момента образования инверсионного поднятия до возникновения оруденения. Крупные концентрации оловянных руд приурочены к зонам, которые на протяжении долгого времени неоднократно являлись границами между смежными поднятиями и депрессиями и в которых к поздним предрудным поднятиям приурочены интрузии гранитоидов и оловорудные месторождения, а к наложенным впадинам наиболее молодые эффузивно-осадочные отложения и нередко проявления свинцово-цинкового, сурьмяного и золоторудного оруденения. Наиболее крупные скопления полезных ископаемых обычно приурочены к краевым частям охарактеризованных тектонических структур и образуют характерные зональные ряды, особенности которых хорошо видны на примере Дербек-Нельгехинского, Яно-Борулахского и Полоусненского районов.

### *Дербек-Нельгехинский оловорудный район*

На его площади расположены касситерит-сульфидные месторождения Илинтас, Алыс-Хая, Бургачан и др., а также небольшие свинцово-цинковые рудопроявления Сордонг, Эганджа, Гондекан и др. Рудная минерализация, сопровождаемая многочисленными дайками и более или менее интенсивными изменениями вмещающих пород и изолированных выходов верхнемезозойских гранитоидов, прослеживается в виде узкой (4—6 км) почти непрерывной полосы на протяжении около 150 км. В геологическую литературу Дербек-Нельгехинская зона вошла как один из характернейших примеров зонального размещения минерализации, связанной с разными стадиями (этапами) рудного процесса. В северо-восточном окончании зоны широко проявлена олово-вольфрамовая сульфидная минерализация турмалинового типа (Илинтас, Алыс-Хая), центральная часть представлена оловянными месторождениями хлорит-сульфидного типа, а еще далее развита преимущественно свинцово-цинковая минерализация. По нашему мнению, такое распределение минерализации вызвано особенностями геотектонического формирования различных участков зоны. Как уже отмечалось, Илинтасское, Алыс-хайское и Бургачанское месторождения Дербек-Нельгехинской зоны приурочены к краю пермского поднятия, а месторождение Илинтас еще и попадает на край более позднего верхнеюрского поднятия. С северо-востока и юго-запада Дербек-Нельгехинская зона ограничивается относительно опущенными участками — Сартанским и Чаркынским синклиниями. В первом рудной минерализации не известно, во втором имеются проявления золота (Ченкеленьинское, Адычанское). Южная геологическая граница зоны не определена. Одни исследователи склонны протягивать ее до Эльгинского блока слабых дислокаций, другие — по р. Дербек. Мы присоединяемся к мнению последних и считаем, что контуры мезозойского поднятия, показанные В. В. Еловских (1962), хорошо отражают действительность. Об этом, в частности, свидетельствует развитие в долине р. Дербек кайнозойских отложений (Дербекинская наложенная впадина).

Строение самой Дербек-Нельгехинской зоны неоднородно. Краевая северо-восточная ее часть, граничащая с Чаркынским относительно опущенным блоком, является наиболее приподнятой. Именно здесь наиболее широким распространением пользуются глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников верхнего триаса (карнийский ярус) и отсутствуют отложения норийского яруса и юры. К этому участку приурочена Безымянная интрузия андезитовых гранитов с подчиненным количеством гранодиоритов, лейкократовых и субщелочных калиевых гранитов, в экзоконтакте которой залегают зоны дробления и жилы Илентасского месторождения и ряд очень мелких точек кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой минерализации. Минералого-геохимические особенности месторождения Илентас довольно специфичны. В отличие от большинства касситерит-сульфидных месторождений оно резко обогащено вольфрамитом (ферберитом), халькопиритом, арсенопиритом и содержит явно повышенные количества висмутовых минералов и теллуридов при отсутствии галенит-сфалеритовой ассоциации. Весьма интересно наличие в сульфидных рудах повышенных содержаний золота и серебра, количество которых нередко достигает десятков и сотен граммов на тонну соответственно. Все это как бы подчеркивает переходный характер минерализации от оловорудной к золоторудной, типичной для примыкающей к Илентасскому району Чаркынской относительно опущенной структуры. Как и во всех остальных касситерит-сульфидных месторождениях Северо-Восточной Якутии, в илентасских рудах содержатся высокие концентрации индия.

Примерно в 15 км на запад от Илентаса расположен небольшой сходный по составу с Безымянным выход гранитоидов и рудное поле Алыс-хайского месторождения. Количество халькопирита и вольфрамитов в нем находится на уровне, обычном для касситерит-сульфидных месторождений. То же можно сказать про все остальные компоненты руд. В отличие от Илентасского месторождения, в нем довольно широким распространением пользуются галенит-сфалеритовые руды. В нескольких километрах западнее Алыс-хайского месторождения известно несколько точек галенит-сфалеритовой кварц-карбонатной минерализации Харатасского узла. Если судить по современному положению мезозойских осадков (выходы пород нория), то можно сказать, что районы Алыс-хайского и Харатасского рудных полей приурочены к блоку, относительно погруженному по сравнению с Илентасским. Последнее в большей степени относится к районам еще более широкого распространения проявлений галенит-сфалеритовой минерализации (бассейны рек Сордонг, Эганджа, Гондекан), которые расположены юго-западнее особенно ничем не выделяющегося Бургачанского касситерит-сульфидного месторождения. Все они характеризуются низкими и неравномерными содержаниями как главных рудных минералов, так и всех элементов-примесей в них.

В перечисленных районах распространения упомянутой свинцово-цинковой минерализации наряду с норийскими отложениями распространены юрские осадки. Относительно опущенное положение этих районов подчеркивается более основным составом выходов гранитоидов этой юго-западной части Дербек-Нельгехинской зоны (диоритовые и кварц-диоритовые порфиры, гранодиорит и гранит-порфиры). Таковы предварительные наметки о причинах региональных особенностей размещения минерализации в пределах Дербек-Нельгехинской зоны.

Находится на расстоянии около 200 км от Дербек-Нельгехинского и включает различные типы оловорудных месторождений (табл. 49). Регионально-геологическое положение его весьма сходно с Дербек-Нельгехинским в том отношении, что он приурочен к противоположной краевой части Адычанского поднятия. Площадь района значительна, примерно  $25 \times 70$  км<sup>2</sup>. Район в основном сложен песчанико-сланцевыми отложениями карнийского яруса. По его периферии развиты норийские сланцево-песчаниковые породы, которые оконтуривают относительно приподнятый блок распространения оловорудной минерализации. Для северной и восточной окраин рудного района характерно наличие довольно обширных кайнозойских наложенных впадин — Верхоянской и Табалахской. В ближайшей к впадинам северо-восточной части района расположено наиболее крупное касситерит-сульфидное Эге-Хайское месторождение, на крайнем юго-западе района, вероятно, сходные с Эге-Хайским, Хотон-Хайское и Улахан-Эгеляхское месторождения. На несколько большем удалении от краевых частей рассматриваемого района чаще встречаются небольшие касситерит-кварцевые (Хонор, Олохтох и др.) или грейзеновые (Арга-Ыннах-Хая) рудопроявления. В районах распространения месторождений широко развиты дайковые тела диорит-порфиритов, реже кварцевых порфиров и керсантитов, а также известны отдельные небольшие выходы интрузивных пород (граниты, адамеллиты, реже гранодиориты и аляскиты).

Минералого-геохимические черты касситерит-сульфидных месторождений района признаны классическими (Смирнов, 1941; Чайковский, 1960; Иванов, 1964). Главными рудными минералами Эге-Хайского месторождения наряду с кварцем, хлоритом, касситеритом являются пирротин и сфалерит. В рудах постоянно встречаются арсенопирит, флюорит, турмалин, висмутовые и серебряные минералы, присутствует вольфрамит, довольно широким распространением пользуются карбонаты и станнин, типичны высокие концентрации индия в сфалерите.

Очень интересны в минералого-геохимическом отношении грейзеновые проявления Арга-Ыннах-Хайского интрузивного массива. Оловянная минерализация связана здесь с пегматоидными жилами аляскитового состава, грейзенизацией аляскитовых пород, а также с редкими амблигонитовыми прожилками. В первых двух типах руд присутствует касситерит, характеризующийся значительным содержанием тантала и ниобия. С амблигонитом постоянно ассоциированы различные редкие фосфаты (аугелит, франколит, штаффелит и др.) и станнин, отличающийся высокими содержаниями цинка (до 14%). В грейзенах широким распространением пользуются литиевые слюды, аксессуарные тантало-ниобаты, самородные серебро, висмут, медь и другие минералы (Чайковский, 1960). В заключение краткой характеристики района отметим, что в отличие от прочих крупных оловорудных районов Северо-Восточной Якутии проявлений галенит-сфалеритовой минерализации в нем практически неизвестно.

#### *Полуусненский рудный район*

Этот оловорудный район отстоит от Яно-Борулахского более чем на 250 км, но в минералого-геохимическом отношении имеет с ним много общего. В пределах этой слабо изученной территории (около 100—150 км в поперечнике)

в настоящее время известны оловорудные месторождения всех типов, а также небольшие проявления золоторудной, свинцово-цинковой, молибденовой и другой минерализации (Некрасов, 1960, 1962; Яблоков, 1969; Бородинский, Лемкова, 1963). В региональном плане район относят к Полоусному синклинорию, который некоторые считают северным продолжением Иньяли-Дебинского синклинория. Однако, как отмечал К. В. Яблоков, северная граница окраинных горст-антиклинориев, окаймляющих Колымский массив, является ступенчатой и проводится условно. Чтобы представить тектоническую принадлежность и историю формирования этой территории, мы обратились к палеотектоническим схемам (Атлас литолого-палеографических карт СССР, 1967, 1968), помня, что вопросы стратиграфии и литологии для этой территории разработаны слабее, чем для Янской провинции. По данным палеогеографических и палеотектонических схем, в раннепалеозойское время (S—D) территории современного распространения оловорудных и свинцово-цинковых месторождений Полоусненского района представляла собой устойчивый выступ фундамента, вполне аналогичный Адычанскому поднятию. Этот выступ (так называемой Гиперборейской платформы) простирался в виде клина до района Депутатского месторождения, которое попадает непосредственно на наиболее изогнутый край этого поднятия. Интересно, что сходное положение в краю западного соседнего приподнятого выступа фундамента, но уже не в самой его изогнутой части, занимает Куйгинская группа небольших оловорудных рудопроявлений. Начиная с карбона и примерно до середины перми рассматриваемый Полоусненский район принадлежал к краевой части крупного стабильного блока, включающего и Колымский массив, который целиком испытывал медленное незначительное прогибание, сопровождавшееся отложением осадочно-эффузивных карбонатно-песчаниковых пород небольшой мощности. Где-то в поздней перми — начале триаса в результате расчленения указанного Гиперборейско-Колымского блока и поднятия Колымского массива Полоусненский район, в частности, район Депутатского месторождения, вновь оказался в краевой части поднятия Колымского массива. Граница последнего унаследованно прошла по границе раннепалеозойского выступа Гиперборейской платформы.

Начиная со среднего триаса и до средней юры включительно Полоусненский, а также Куйгинский районы находились в области интенсивных нисходящих перемещений и отложения мощного песчаниково-сланцевого комплекса. Подчеркнем, что и в это время геологическое положение рассматриваемой территории полностью аналогично положению районов проявления оловорудной минерализации рассмотренной выше Янской области. В конце юры, в отличие от районов Яны, Полоусненский район продолжал устойчивое интенсивное прогибание. Вместе с тем в это время область распространения значительно выступающих горстов, залежившихся по окраинам триасового Колымского массива, распространилась на север, и ее краевая часть начала проходить совсем недалеко от района Депутатского месторождения. Аналогичным образом Куйгинская группа месторождения оказалась в краю обширного незначительного поднятия, возникшего на месте соответствующего раннепалеозойского выступа. Таким образом, важные черты сходства геологического положения полоусненских оловорудных месторождений с янскими имели место и в это время. Черты, присущие охарактеризованным районам распространения оловорудных месторождений Северо-Восточной Якутии, имели место на

рассматриваемой территории и в меловое время. Полоусненский район, так же как и все остальные, относился к области устойчивого воздымания, занявшей большую часть территории Северо-Восточной Якутии. При этом район Депутатского месторождения оказался даже в более благоприятной геологической обстановке по сравнению с районами Яны, так как по нему проходила краевая часть области наиболее интенсивного воздымания раннемелового времени. На более поздней истории геологического развития территории Полоусненского района можно не останавливаться, так как она, по имеющимся данным, весьма сходна с уже охарактеризованной для других оловорудных районов. Отличительной особенностью Полоусненского района является гораздо более интенсивное проявление меловой эффузивной деятельности. По данным И. Я. Некрасова, нижнемеловые липариты, андезиты и базальты широко развиты в районе Депутатского месторождения. Мощность их местами достигает 1600 м.

В Полоусненском районе широко развиты plutонические изверженные породы, образующие как весьма протяженные пояса крупных массивов (граниты, гранодиориты, реже монциты, кварцевые диориты, аляскиты), еще совсем недавно относившиеся к «батолитоподобным», так и мелкие трещинного типа тела и штоки (диоритовые порфиры, реже диориты).

На рассматриваемой территории Полоусненского района, как уже отмечалось, известны довольно многочисленные проявления рудной минерализации различных металлов и типов (Некрасов, 1960, 1962). Однако в связи с неясностями в трактовке регионально-геологического положения района и его границ сведения об общей зональности в распределении оруденения в пределах всей территории отсутствуют. Если принять, что позднемезозойская история развития района унаследовала план палеозойского фундамента, то район следует распространить на север к побережью моря Лаптевых. Такое предположение согласуется с данными К. К. Шапошникова, который на основании гравиметрических наблюдений показал, что прогиба, соответствующего Приморской впадине, не существует. Полоусненский район имеет относительно приподнятый фундамент с наличием площадей пологих дислокаций (Иргычанская и др.), что еще более роднит его с Янским. Создается впечатление, что наиболее перспективное касситерит-сульфидное оруденение Депутатского рудного поля, ассоциирующееся со свинцово-цинковой минерализацией и проявлением антимонита, распространено в юго-западной краевой части района, тогда как на большем удалении от края более широкое распространение получают грейзеновая и бедная кварцево-жильная, оловорудная и вольфрамовая минерализация литофильной группы (Полярное, Менканское, Кадорское и др.).

Минералого-геохимический облик касситерит-сульфидных месторождений и галенит-сфалеритовых проявлений весьма типичен (см. табл. 48). В отличие от касситерит-сульфидной минерализации Адычанской области на Депутатском месторождении широким распространением пользуются и турмалин и хлорит, которые встречаются совместно, но чаще несколько разобщены в пространстве. Наряду с ними одним из главных минералов руд является флюорит, встречается аксинит и различные минералы, типичные для грейзенового процесса. Кроме того, довольно широким распространением в рудах пользуются сульфосоли олова — франкеит, тиллит. В распределении различных минеральных парагенезисов месторождения установлена четкая зональность (Некрасов, 1962; Флеров и др., 1965). В центральной части рудного поля наибольшим распростра-

нением пользуются обогащенные касситеритом кварц-турмалиновые, кварц-турмалин-флюоритовые и кварц-флюорит-сульфидные жилы, более широкий ореол образуют хлорит-сульфидные с касситеритсодержащие зоны дробления, а в периферических участках рудного поля часто встречаются карбонатные и кварцевые прожилки с галенитом и сфалеритом. Такая зональность отложения действительно проявлена на Депутатском месторождении довольно четко. Однако она не исключает возможности наличия в районе и геолого-геохимической зональности более крупного плана. В частности, известны свинцово-цинковые рудопроявления, которые находятся на значительном удалении от Депутатского месторождения, ближе к предполагаемой южной и западной границам Полоусненского рудного района (Булатское, участок Светлый, Кырсо). Интересно, что еще в большем удалении на юг, примерно в 10—12 км от Депутатского рудного поля, расположено кварц-антимонитовое рудопроявление Танкечан. Вещественный состав отмеченной свинцово-цинковой минерализации довольно постоянен и характеризуется широким распространением наряду с главными минералами — кварцем, сидеритом, галенитом и сфалеритом — различных сульфосолей буланжерита, тетраэдрита, бурнонита, овихиита, диафорита, франкеита, прустита, пираргирита, а также наличием пирротина, халькопирита, арсенопирита, касситерита, станнина, самородных серебра, золота и других минералов.

Известны в Полоусненском районе и оловорудные (вольфрамовые) проявления литофильной группы — грейзеновые и касситерит-кварцевые, которые имеют довольно обычный минералого-геохимический состав, за исключением того, что касситериты и вольфрамиты некоторых грейзеновых зон характеризуются высокими содержаниями скандия.

В заключение рассмотрения региональных закономерностей размещения оловорудной минерализации различных районов Северо-Восточной Якутии отметим, что они во всех случаях оказались тождественными. Наиболее крупные касситерит-сульфидные месторождения неизменно приурочены к краевым частям поднятых блоков земной коры, которые отличались своеобразной палеозойской и мезозойской историей. Для них характерен режим устойчивого воздымания в палеозое и кратковременное весьма интенсивное погружение, начавшееся незадолго до момента оруденения. Перед самым оруденением наступила новая весьма контрастная инверсия, причем края инверсионных поднятий, к которым приурочены месторождения, унаследовали границы палеозойских поднятых структур. Во всех случаях в непосредственной близости от наиболее крупных рудных полей устанавливается наличие верхнемезозойских гранитоидов, а также кайнозойских эффузивно-осадочных отложений, фиксирующих наличие грабенообразных структур. Такие особенности характерны для рассмотренных выше Дербек-Нельгехинского, Яно-Борулахского и Полоусненского рудных районов. Отличие Полоусненского района от двух первых заключается только в том, что указанные геологические события в нем были сдвинуты во времени — моложе примерно на 20—30 млн. лет.

### Свинцово-цинковая минерализация

На территории Северо-Восточной Якутии, кроме охарактеризованных выше мелких рудопроявлений галенит-сфалеритовых руд, ассоциированных с оловорудной минерализацией, известны два района довольно широкого

распространения небольших свинцово-цинковых месторождений — Западное и Южное Верхоянье.

Свинцово-цинковые месторождения Северо-Восточной Якутии довольно сходны между собой несмотря на то, что районы их проявления отстоят друг от друга на многие сотни километров. Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев и др. (1969) выделяют два типа свинцово-цинковых руд: кварц-сфалерит-галенитовый и кварц-карбонат-сульфоантимонитовый. Списочный минеральный состав руд этих типов почти одинаков, отличается только степень распространения минералов (табл. 49).

Таблица 49

Минералого-геохимические особенности свинцово-цинковых месторождений Северо-Восточной Якутии

Тип минерализации	Минеральный состав			Примеры месторождений
	главные	второстепенные	редкие	
1	2	3	4	5
Кварц-сфалерит-галенитовый	Кварц, сидерит, галенит, сфалерит	Кальцит, пирит, хлорит, серицит	Арсенопирит, станнин, пирротин, тетраэдрит, бурнонит, овихинит, халькопирит, прустит, шпираргирит, диафорит, буланжерит, марказит, висмутин, тиллит, вольфрамит, шеелит, турмалин, кубанит, магнетит, флюорит, франкеит, касситерит, рутил, валлериит; серебро, висмут, золото самородные	Зарница, Кутинское, Джаттон, Имтачанское
Кварц-карбонат-сульфоантимонитовый	Кварц, сидерит, анкерит, галенит	Кальцит, пирит, сфалерит, серицит, хлорит, шпираргирит, диафорит, тетраэдрит	Фрейбергит, буланжерит, хлорит, полибазит, арсенопирит, акантит, стефанит, пирротин, халькопирит, станнин, касситерит, марказит, родохрозит; золото, серебро самородные; валлериит, аргентит и др.	Алтайское, Менкеченское, Мангазейское, Безымянное, Березкинское

Характерными особенностями руд являются: наличие касситерита и различных минералов серебра, составляющих иногда основную промышленную ценность руд кварц-карбонат-сульфосольной группы (Безымянное рудопроявление), и постоянное присутствие индия и висмута в месторождениях кварц-галенит-сфалеритового типа. В сульфосольных рудах фрейбергит характеризуется значительно более высоким содержанием серебра (19—21%), против 3—11% в сульфидных рудах, и меньшим содержанием теннантитовой составляющей. Важно подчеркнуть, что по данным Л. Н. Индолева в ассоциации с блеклыми рудами постоянно встречается самородное золото.

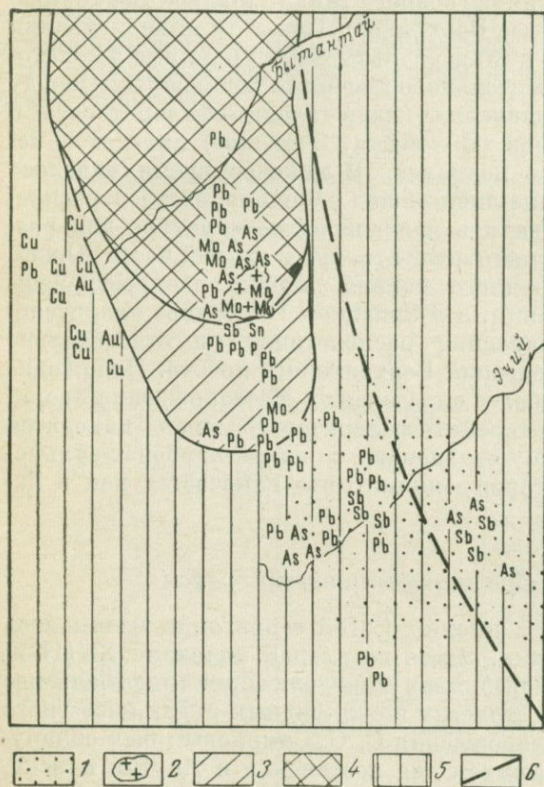
Регионально-геологическое положение районов преимущественного распространения свинцово-цинковой минерализации специфично и отличается от выявленного для типичных оловорудных полей. Все районы, если судить по

имеющимся палеотектоническим картам, располагаются в областях, наиболее устойчиво погружавшихся в течение всего палеозойского времени и раннего мезозоя (до конца триаса включительно), в которых накапливались особенно мощные довольно глубоководные пермо-триасовые песчанико-глинистые, реже терригенно-карбонатные осадки. Только в юрское время в этой зоне оформились отдельные изолированные поднятия островного типа (Западное Верхоянье) или мелководные возвышенности (Южное Верхоянье). При этом минерализация кварц-карбонат-сульфосольного типа, а также сульфидные сурьмяные и золото-рудные проявления попадают в относительно опущенные промежутки между указанными поднятиями, а рудопоявления кварц-галенит-сфалеритового и касситерит-галенит-сфалеритового типов (Имтаджа, Эчийское) находятся непосредственно в пределах указанных поднятий. В меловое время началось общее воздымание территории, и какие-либо общие закономерности в распределении различных типов месторождений в меловой палеоструктуре для разных районов не выявляются. Можно лишь отметить, что в южной части Южно-Верхоянского полиметаллического рудного района широко распространены поля меловых вулканогенных отложений, а в Западном Верхоянье кварц-карбонат-сульфоантимонитовые рудопоявления располагаются в относительно опущенной в меловое время части предгорий Верхоянского хребта. Положение месторождений в послемеловое время более определено. Месторождения кварц-галенит-сфалеритового и касситерит-галенит-сфалеритового типов находятся в относительно поднятых блоках по сравнению с кварц-карбонат-сульфоантимонитовыми и сурьмяными месторождениями, что намечается как в Западном, так и в Южном Верхоянье.

### *Западно-Верхоянский серебро-свинцово-цинковый район*

Дважды в XVIII и XX столетиях именно с этой территории начиналось изучение полезных ископаемых Якутии. Здесь во второй половине XVIII в. впервые была обнаружена свинцово-серебряная минерализация (Эндыбальское месторождение). В 30-х годах нашего столетия в сульфидных рудах известного к тому времени Имтаджинского месторождения С. С. Смирновым был обнаружен касситерит, что послужило основанием для постановки в Якутии поисковых работ на олово. Не останавливаясь на геологическом строении и рудоносности этого района, детально охарактеризованных в работе А. В. Вихерта, В. Ф. Возина, Ю. П. Ивенсена, А. С. Каширцева, Е. Г. Проценко (1961), подчеркнем лишь одну его известную особенность — зональное размещение различных минеральных ассоциаций. Эта зональность отчетливо проявлена в Бытантай-Эчийском междуречье. По материалам А. В. Вихерта, как и в большинстве других районов Западного Верхоянья, в данном районе месторождения тяготеют к восточной краевой части и не отмечаются на западе — в пределах предплатформенного прогиба. В краевой части юрского поднятия среди ороговикованных нижнепермских песчанико-сланцевых пород обнажаются гранодиориты Хобаяту-Эчийского массива и многочисленные дайки от основного до кислого состава. К южному экзоконтакту этого массива приурочено Имтаджинское касситерит-сульфидное месторождение, а также проявления кварц-молибденитовой (вольфрамитовой) пирит-пирротин-арсенопиритовой и пирротин-сфалеритовой минерализации. Молибденитовые (вольфрамитовые) проявления

распространены также в самих гранитоидах и в их северном экзоконтакте. Пирит-пирротин-арсенопиритовый парагенезис чаще отмечается в экзоконтакте интрузива, а кварц-карбонат-серицит-хлорит-галенит-сфалеритовые руды, содержащие пирит, арсенопирит, касситерит, станнин, висмутовые минералы, вольфрамит, шеелит и другие минералы — по периферии ороговикованных пород или за их пределами. Важно, что этот тип свинцово-цинковой минерализации распространен главным образом в пределах юрского палеовыступа (рис. 43). За пределами этого поднятия наиболее широким распространением пользуется сульфантимонитовая свинцово-цинково-серебряная минерализация и арсенопирит-антимонитовые прожилки.



В лучше других изученном Мангазейском рудопроявлении, по данным Е. Г. Проценко, наиболее широко распространенными минералами являются манганосидерит, гребенчатый кварц, галенит, сфалерит, овихит. В качестве второстепенных и редких в составе руд участвуют пирит, буланжерит, тетраэдрит, пираргирит, диафорит, халькопирит, станнин, касситерит, энаргит, аргентит, бурнонит, вюрцит, арсенопирит, серебро, золото самородные.

Южно-Верхоянский  
серебро-свинцово-цинковый район

Рис. 43. Схема размещения минерализации в Западном Верхоянье

1 — площадь наиболее широкого распространения серебро-сульфосольных руд; 2 — гранитоиды. Примерные контуры поднятий: 3 — в верхне-среднеюрское время; 4 — в нижнеюрское время; 5 — прогиб Pz—Mz времени; 6 — граница современного распространения триасовых отложений — развиты восточнее

Южно-Верхоянский  
серебро-свинцово-цинковый район

Характеризуется широким развитием свинцово-цинковой минерализации, весьма сходной с Западно-Верхоянской. По истории геологического развития, как

уже отмечалось, территории распространения свинцово-цинковых месторождений Западного и Южного Верхоянья, вероятно, довольно сходны. Отличие заключается в том, что в Южном Верхоянье интенсивные тектонические движения, которые привели к возникновению горсто- и грабенообразных структур, контролирующих распределение различных типов месторождений, проявились позднее, вероятно, в конце верхнего мела. Если учесть, что по последним данным Л. Н. Индолева процесс рудообразования в Южном Верхоянье оказывается гораздо более молодым (верхний мел — палеоген), чем это прини-

малось ранее ( $I_3$ — $Cr_1$ ), то сходство минерализации районов Западного и Южного Верхоянья, развивавшихся хотя и одновременно, но по единому плану, становится еще более примечательным.

Южно-Верхоянский район имеет сложное геологическое строение. Он в виде довольно узкой полосы заключен между краевым Сеттэ-Дабанским горст-антиклинорием на западе и краем Охотского массива или Сунтарским поднятым блоком на востоке и юго-востоке. В металлогеническом отношении район подразделяется на две зоны. Свинцово-цинковая зона расположена восточнее Аллах-Юньской золотоносной и, по данным Б. Л. Флерова, совпадает с мульдой синклинория, раздробленного на мелкие блоки. Анализ палеотектонических схем показывает, что геологическая история различных участков этого района в позднемезозойское — кайнозойское время значительно отличается. В самом общем виде, отвлекаясь от деталей, можно сказать, что после длительного времени устойчивого погружения всего этого района ( $Pz$  —  $Mz$ ) в начале юры оформился небольшой горст, краевая часть которого проходила в районе Верхне-Хандыгского и Дыбинского интрузивных массивов вплоть до конца юры. В это же время восточнее образовалось мелководное поднятие, которое прошло примерно по районам Тыринского, Кутинского, Верхне-Аллахского и других рудных узлов. После общей меловой регрессии и поднятия всего района в верхнемеловое — третичное время район неоднократно расчленился на ряд горстов и грабенов, план которых в палеоцене и олигоцене отличался. В общем можно сказать, что южная и юго-восточная части Южно-Верхоянского свинцово-цинкового района все это время являлись относительно приподнятыми, а северная и центральная — значительно опущенными. Интерпретация данных комплексных геофизических исследований позволила К. К. Шапошникову (1961) установить здесь наличие грабена, глубина залегания фундамента в пределах которого оценивается 12—14 км.

Если теперь обратиться к минералого-геохимическим особенностям свинцово-цинковой минерализации, известным по работам Б. Л. Флерова, Д. С. Булаевского, Д. А. Дорофеева, Л. Н. Индолева и других, то можно убедиться, что пространственное распределение различных минеральных ассоциаций находится в довольно четкой зависимости от геологической истории развития соответствующих районов. Эти зависимости во многом аналогичны тем, которые были отмечены для Западного Верхоянья: минерализация кварц-карбонат-сульфоантимонитового типа формировалась в участках, которые не испытывали существенной перестройки в предрудное время и продолжали опускаться (северные и частично центральные рудные узлы). Участки распространения касситерит-сульфидной, кварц-галенит-сфалеритовой, а также молибденитовой минерализации, наоборот, обычно, приурочены к структурам, которые непосредственно в предрудное время развивались по типу обращенных поднятий (западные и южные рудные узлы). К последним участкам, чаще к их краевым частям, приурочены все известные в районе выходы плутонических гранитоидных пород (адамеллитов, гранодиоритов, сиенит-диоритов и др.), а также наиболее протяженные дайковые поля лампрофиров, диоритовых порфиритов и других порфировых пород. Свинцово-цинковая минерализация приурочена к протяженным зонам смятия в песчанико-сланцевых породах или залегает в вулканических породах и субвулканических интрузивных телах. Пространственная связь рудопроявлений с эффузивными породами весьма характерна для южной

оконечности рудного района, расположенного в краевой части Охотского вулканогенного пояса. Причем в этих участках отмеченные только что геолого-геохимические связи нередко нарушаются.

Руды кварц-карбонат-сульфоантимонитовых месторождений отличаются от кварц-галенит-сфалеритовых, кроме преобладания карбонатов (манганоканкрит, манганосидерит), гораздо более высоким отношением  $Pb : Zn$  ( $2 : 1$  по сравнению с  $1 : 2$  для кварц-галенит-сфалеритовых), весьма широким развитием минералов серебра (диафорита, пираргирита, фрейбергита, аргентита, самородного серебра), присутствием самородного золота. Кроме того, в кварц-галенит-сфалеритовых месторождениях в отличие от сульфосольных встречается флюорит, турмалин, актинолит, шеелит, вольфрамит, кубанит, висмутовые минералы (висмут самородный, висмутин); гораздо шире, чем в первых, распространены пирротин, арсенопирит, станнин, касситерит и валлериит.

Отметим, что упоминавшееся Булатское кварц-карбонат-сульфосольное свинцово-цинковое месторождение Полоусненского района по занимаемой им региональной палеогеологической позиции тождественно кварц-карбонат-сульфосольным рудам Западного и Южного Верхоянья. Аналогичная геолого-геохимическая зависимость намечается и в других районах проявления свинцово-цинковой минерализации Северо-Восточной Якутии.

### Золоторудная минерализация

Золоторудная минерализация является одной из наиболее типичных для Северо-Восточной Якутии и представлена почти исключительно мало сульфидными, реже умеренно сульфидными рудами золото-кварцевого типа (Скорняков, 1949; Апельцин, 1959; Гамянин, Соловьев, 1969).

Н. П. Анিকেев и др. (1967), анализируя металлогенические особенности юго-восточной части Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР с применением геолого-статистических методов, выделили следующие наиболее благоприятные геотектонические условия появления золотых месторождений: 1) зоны разломов глубокого заложения, имеющие длительный период развития и наиболее глубокое погружение основания верхоянского комплекса (от 6 до 10 км); 2) зоны долгоживущих разломов с погружением основания до 4—5 км, интенсивной линейной складчатостью и слабым проявлением гранитоидного магматизма; 3) базаграбены, ограниченные продольными и поперечными разломами с глубоко залегающим основанием (от 6 до 10 км) с интенсивной линейной складчатостью и почти полным отсутствием гранитоидных интрузий.

Как уже отмечалось, С. Г. Котляр (1968) для Северо-Восточной Якутии впервые выделил золотоносные районы в особый класс тектонических структур первого порядка, так называемые «линейные синклиорные (необращенные) зоны среднемезозойского этапа развития». К числу этих и близких к ним перспективных в отношении золота структур он отнес Иньяли-Дебинский, Аллах-Юньский, Тарынский синклиории и Тенькинскую зону разломов. Ссылаясь на С. К. Гаврикова, С. Г. Котляр отмечал, что на площади Иньяли-Дебинского синклиория в пермское время существовало поднятие, а в триасе — это была область небольших опусканий, где восходящие движения имели значительное влияние (например, в нории), и только начиная с лейаса указанная территория испытывала более быстрое погружение. В конце юры на фоне чередующихся

поднятий и опусканий небольшой амплитуды в Иньяли-Дебинском, а также Тарынском синклинориях происходит замыкание бассейнов без ясно выраженной частной инверсии и без значительных поднятий. С. Г. Котляр подчеркивает, что одновременно с этими синклинориями формировались «парные антиклинории». С Иньяли-Дебинским синклинорием Мылгинско-Туостакский антиклинорий, с Тарынским — Сарычевский антиклинорий, с Аллах-Юньским — Юдомский антиклинорий. При этом он считает золотоносные дайковые тела и малые интрузии комагматичными и разновозрастными с массивами гранитоидов, широко развитых в указанных поднятиях. С этим он, в частности, связывает наличие в участках сочленения синклинорных и антиклинорных структур небольших интрузий со «смешанной» металлогенией (олово-вольфрам-золоторудная минерализация Эбир-Хаинского массива).

Чтобы представить насколько сходна история развития других золотоносных районов Северо-Восточной Якутии с Иньяли-Дебинским и Тарынским, вновь вернемся к палеотектоническим схемам. Анализ их относительно истории нисходящих (рис. 44) — восходящих перемещений и распределения золоторудной минерализации показывает, что общий вывод С. Г. Котляра (1968) о том, что специфически золоторудными являются необращенные линейные синклинории среднемезозойского этапа развития, в целом справедлив, но в большей мере характеризует условия геологического развития Верхне-Индибирского района. Аллах-Юньская золотоносная полоса в своих южной и центральной частях расположена на территории, которая в верхней юре представляла собой континентальную возвышенность. Однако северный отрезок Аллах-Юньской зоны является необращенным, как северные и центральные районы Верхней Индибирки. Имеются и некоторые другие отличия геологической истории различных золоторудных районов. Так, например, районы месторождений Индибирки и Колымы в ранней юре являлись гораздо более глубоководными, чем все остальные; в ранней перми, наоборот, площади распространения золоторудной минерализации Южного, Западного Верхоянья и Тарынской зоны представляли собой области глубоководного флишевого осадконакопления, а остальные находились в мелководье или около островов. Следует подчеркнуть, что приуроченность проявлений золоторудной минерализации к краевым частям поднятий весьма типична, особенно для Адычанского и западных частей Индибирского районов.

Не располагая необходимыми сведениями, мы не можем охарактеризовать, по-видимому, существующие региональные геолого-геохимические связи для различных типов золоторудных месторождений. Можно лишь отметить, что золоторудная минерализация характерна для районов, которые по истории геологического развития являются в какой-то мере промежуточными между оловорудными и свинцовыми, причем для некоторых участков западной части Адыча-Индигино-Колымского и южной части Южно-Верхоянского районов усиливается сходство с оловорудной, а для восточных и южных участков Индигино-Колымского района и северных — Южно-Верхоянского — со свинцово-цинковой. Возможно, что отмеченные особенности геотектонического развития и обусловили минералого-геохимическую специфику золоторудных месторождений Северо-Восточной Якутии, подробно охарактеризованные Г. Н. Гамяниным и В. И. Соловьевым (1969). Эти исследователи выделяют два минералого-геохимических типа золото-кварцевой минерализации, которые в какой-то

мере должны отражать геологическую специфику формирования районов их распространения. Это арсенопиритовый и висмутовый типы, которые для наших целей удобнее именовать кварц-галенитовым (сульфоантимонитовым) и кварц-редкометалльно-сульфидным. По данным Г. Н. Гамянина и В. И. Соловьева,

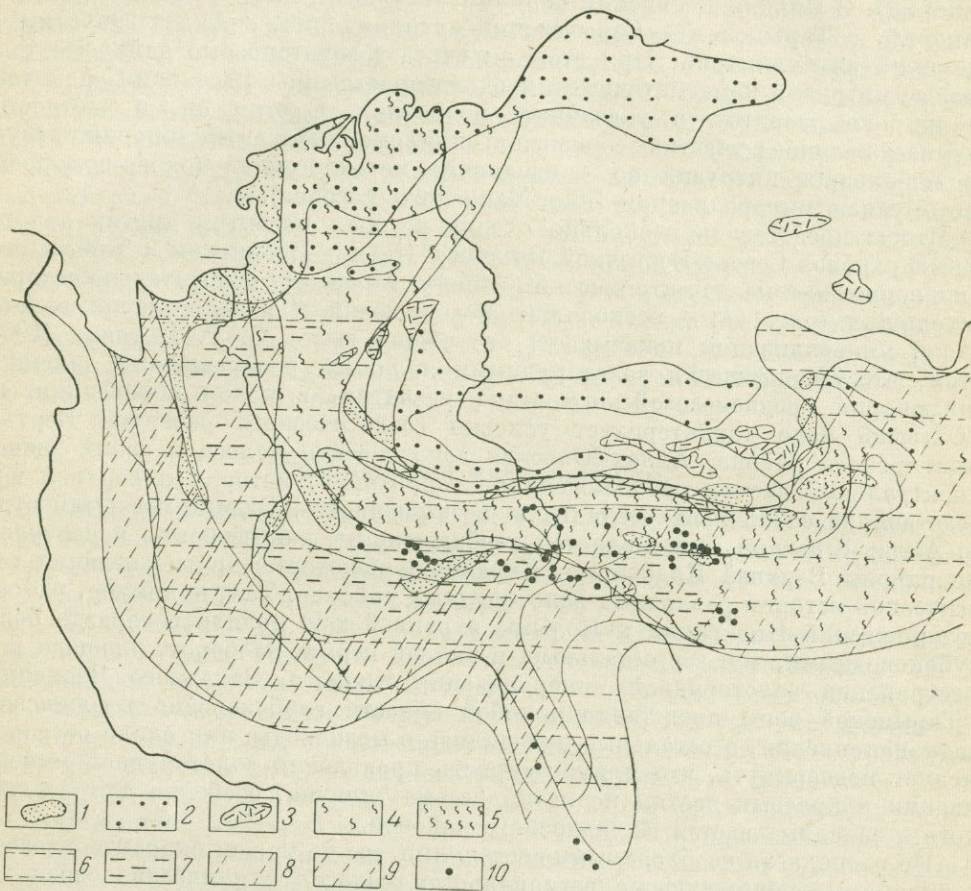


Рис. 44. Сводная палеотектоническая схема формирования разновозрастных прогибов на территории Северо-Восточной Якутии

Наложённые грабены: 1 — позднемерловые, выполненные континентальными отложениями; 2 — позднеюрские, выполненные осадочными, преимущественно континентальными отложениями; 3 — позднеюрско-раннемерловые, выполненные эффузивными и отчасти вулканогенно-осадочными отложениями. Впадины: 4 — позднеюрские (> 500 м); 5 — ранне-среднеюрские (> 1000 м); 6 — средне-поздне триасовые (> 1000 м); 7 — средне-поздне триасовые (> 3000 м); 8 — позднепермские — раннетриасовые (> 500 м); 9 — карбоновые — раннепермские (> 2000 м); 10 — проявления коренной золоторудной минерализации

особенности этих типов золото-кварцевой минерализации следующие. Руды кварц-галенит-сульфоантимонитового типа, образование продуктивных ассоциаций которого, по данным термобарометрических исследований, происходило при температурах 210—170° С, включают кварц-хлоритовую, пирит-арсенопиритовую, кварц-альбит-анкеритовую, халькопирит-сфалерит-галенитовую,

сульфоантимонитовую и кварц-карбонат-хлоритовую минеральные ассоциации. Наиболее широко распространен ранний, часто перекристаллизованный кварц (80—90%). Пирит (5,7—28,4 г/т Au)-арсенопиритовая (1—13,3 г/т Au) ассоциация обычно является ведущей, халькопирит-сфалерит-галенитовая развита также повсеместно, но содержание ее в рудах обычно не превышает 1%. Сульфоантимониты свинца и меди распространены в рудах неравномерно. Чаще они относятся к числу редких минералов. Содержание золота в мономинеральных фракциях поздних сульфидов и сульфосолей достигает сотен граммов на тонну, причем пробность золота в халькопирит-галенитовых рудах 740—880, а в сульфоантимонитовых повышается — 830—990.

Кварц-редкометалльно-сульфидный тип золоторудной минерализации сложен из кварц-полевошпат (турмалин)-молибденитовой (вольфрамитовой) и наиболее распространенной кварц-арсенопирит-пирротит-лёллингитовой (2—3% сульфидов) ассоциаций. В подчиненном количестве присутствуют молибденит-халькопирит-сфалеритовый и висмут-теллуридный парагенезисы.

Месторождения кварц-галенит-сульфоантимонитового типа предположительно связываются с гранитоидами повышенной щелочности средних глубин формирования, а кварц-редкометалльно-сульфидные — с гранитоидами пониженной и нормальной щелочности и малых глубин (Гамянин и др., 1969).

Наряду с различиями в минеральном составе месторождений отмечается близость геохимических свойств того и другого типов минерализации. Так, в первом нет минералов висмута и теллура, но повышенные концентрации этих элементов содержатся в галенитах (0,1—1% Bi) и сульфоантимонитах (до 3% Bi). Во втором типе отсутствуют сульфоантимониты, однако в арсенопирите и лёллингите содержится до 2% сурьмы, а в висмутовых минералах — до 0,3%. О генетическом родстве тех и других месторождений, кроме того, свидетельствует наличие месторождений, переходных по составу (Эбир-Хая, Илинтас, Аляскитовое). Несмотря на это, Г. Н. Гамянин и В. И. Соловьев отмечают некоторые специфические черты месторождений различных районов. Так, для Аллах-Юньского района для первого типа месторождений по сравнению с Верхне-Инди́гирским отмечаются следующие различия: галенит резко преобладает над сфалеритом и халькопиритом; распространен парагенезис сульфоантимонитов, относительно обедненных сурьмой (менегинит-буланжерит-бурнонит), тогда как на Инди́гирке чаще встречается джемсонит, цинкени́т, бертгерит и вольфбергит; гораздо более широко распространена альбитизация вмещающих пород; обычно отсутствует антимонитовая ассоциация. Для второго типа месторождений в Аллах-Юньском районе отсутствует турмалин, но широко развит полевой шпат, а в Верхне-Инди́гирском районе — наоборот; в Аллах-Юньском районе висмутовая ассоциация представлена висмутином, самородным висмутом и галенитом, а в Инди́гирском — висмутином, эмплектитом, гуанахуатитом, тетрадимитом, жозеитом, самородным висмутом, теллуrowисмутитом; в Аллах-Юньском районе изменения вмещающих пород ранних стадий представлены альбитизацией, а в инди́гирском — грейзенизацией.

В том, что изменение минералого-геохимических особенностей золоторудных месторождений, так же как оловорудных и свинцово-цинковых, связано с историей геологического развития соответствующих участков, можно убедиться на примере некоторых рудных районов Якутии, относящихся к совершенно различным тектонотипам.

### *Аллах-Юньский золоторудный район*

По данным одного из исследователей золоторудных месторождений этого района Н. М. Саввинова, в пределах Южного Верхоянья минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений находятся в связи с историей геологического развития различных его частей. Относительно обогащенное сульфидами и сульфосолями Нежданинское месторождение, так же как сходные с ним рудопоявления Тыринской группы, приурочены к наиболее длительно и устойчиво прогибавшейся Тыринской зоне. Отмечается сходство минерального состава нежданинских руд с рудами упоминавшегося в предыдущем разделе Алтайского свинцово-цинкового месторождения. Широкое распространение кварца, анкерита, а также арсенопирита, пирита, галенита, сфалерита, блеклых руд, пираргирита, буланжерита, джемсонита, овихиита, диафорита. Золото-кварцевые месторождения, обедненные сульфидами (Булар, Светлое, Минорский узел), приурочены к относительно наиболее поднятым структурам (Юдомо-Ачинская, Сетгэ-Дабанская). Золотосодержащее рудопоявление Гельды, имеющее промежуточный минералого-геохимический облик (кварц-галенит-сфалеритовое), приурочено к Ачинско-Хальинскому блоку, разделяющему упомянутые выше.

### *Центрально-Алданский золоторудный район*

Верхнемезозойская золоторудная минерализация известна в пределах центральной части Алданского щита по работам Ю. А. Билибина, Н. В. Петровской, А. И. Казаринова, Е. Е. Захарова, В. П. Новикова, Г. Н. Пилипенко. Фундамент щита сложен метаморфическими породами архея и допалеозойскими гранитами и гранито-гнейсами. Платформенный чехол представлен преимущественно кембрийскими карбонатными породами и континентальными отложениями нижней и средней юры, прорванными мезозойскими интрузиями. Район занимает площадь в несколько тысяч квадратных километров и имеет сложное тектоническое строение. В его пределах выделяются западный и восточный выступы архейских метаморфических пород и разделяющие их относительно опущенные участки, сложенные кембрийскими и юрскими отложениями. В границах последней площади А. И. Казаринов выделяет южный и северный прогибы, местоположение которых в какой-то мере фиксируется выходами юры. В первом фундаменте занимает более высокое положение, чем во втором. Золоторудная минерализация на рассматриваемой территории представлена следующими разновидностями: 1) кварц-сульфидные окисленные золотосодержащие руды куранахского типа. Они, судя по реликтам первичных руд, были наиболее обогащены марказитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, блеклыми рудами, серебряными, висмутовыми минералами, антимонитом, а из нерудных, кроме кварца, адуляром, кальцитом, ортоклазом, серицитом, мусковитом, биотитом и флюоритом (Куранахское месторождение); 2) карбонатно-сульфидные золоторудные жилы и зоны дробления лебединского типа, содержащие пирит, гаметит, марказит, галенит, сфалерит, блеклые руды и т. д., а также кварц и различные скарно-вые минералы (Лебединское месторождение); 3) калишпат-пирит-карбонатные золотоносные метасоматиты, залегающие в весьма протяженных зонах дробления.

Каждый из этих типов занимает определенное геологическое положение, что обуславливает наличие зональности в их распределении. В пределах

наиболее поднятого архейского выступа распространены калишпат-пирит-карбонатные золотоносные метасоматиты, а также наиболее кислые для района изверженные породы (эгириновые граниты). Интересно, что во многих участках краевой зоны этого архейского блока на калишпат-пирит-карбонатные метасоматиты наложена кварц-баритовая и кварц-адуляровая жильная минерализация с галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами и другими минералами.

Лебединское месторождение, а также все известные сходные с ним проявления золоторудной минерализации четко приурочены к относительно опущенному обрамлению архейских поднятий, непосредственно к их краевой части. Положение Куранаского месторождения отличается наибольшей удаленностью от краев архейских поднятий и приуроченностью к наиболее опущенному грабен-депресссионному участку рассматриваемой территории. Интересно, что на большом удалении от выступов архея известны также и другие золотосодержащие рудопроявления (Калтыхонское), сравнительно обогащенные галенитом и сфалеритом.

Из других полезных ископаемых, которые все больше привлекают внимание исследователей, на территории Северо-Восточной Якутии следует назвать ртуть и конечно сурьму. Говорить о геологических закономерностях размещения этих металлов преждевременно, так как находки их еще малочисленны. Можно лишь отметить, что для них характерна приуроченность к наиболее крупным неоднократно подновлявшимся зонам нарушений, которые на протяжении длительного геологического времени разграничивали геотектонические элементы первого порядка крупности и различного знака вертикальных перемещений. В большинстве известных случаев более или менее крупные скопления и антимонита, и киновари встречаются в ассоциации с золотом. Нередко антимонит и киноварь встречаются в рудах совместно или присутствуют в различных рудопроявлениях одного и того же района. Значительная часть находок перечисленных металлов зафиксирована в отдельных участках весьма протяженных геотектонических зон: 1) в зоне отчленения Западно-Верхоянского, Орулганского и Куларского горст-антиклинориев с Сартанским синклинорием; 2) в Адыча-Тарынской зоне разломов, разделяющей зону линейной складчатости и районы пологих дислокаций; 3) в зоне разломов, по которой проходит граница грабен-синклинориев и горст-антиклинориев Полоусненского района.

В заключение отметим, что наряду с районами, в которых резко преобладает минерализация какого-либо одного металла или типа, в Северо-Восточной Якутии известны и площади, в которых на незначительной территории сконцентрированы месторождения различных типов и металлов.

Большой интерес, например, представляют региональные закономерности размещения олово- и золоторудной минерализации в пределах Куларского района, выявленные Ю. П. Ивенсенем, Г. Г. Невойса и др. По их данным, оруденение района представлено различными типами: редкометалльными пегматитами, альбитизированными гранитами, касситеритсодержащими грейзенами и касситерит-кварцевыми жилами, комплексными золото-вольфрамит-касситерит-кварцевыми, золото-антимонит-киноварь-кварцевыми и монометалльными золото-кварцевыми и антимонит (киноварь)-кварцевыми рудопроявлениями. Руды залегают в гранитоидах, сходных по составу с дербеке-нельгехинскими или в терригенных осадочных породах верхоянского комплекса. Для всего

района в целом характерно зональное распределение различных металлов и типов их месторождений. В центральной части района в эндо- и экзоконтактах гранитоидного массива характерно наличие редкометального оруденения. Северо-западнее и юго-западнее их распространена золото-кварцевая минерализация, причем по мере приближения к краевой части поднятия золото-редкометально-арсенопиритовый подтип сменяется золото-галенит-сфалеритовым. В противоположной окраинной части Куларского рудного района установлена антимонит-кварцевая и золото-антимонит-киноварная минерализация. Такая зональность объясняется Г. Г. Невоиса и другими исследователями разновозрастным образованием различных типов месторождений. Мы же хотим обратить внимание на различную геологическую обстановку, в которой происходит формирование различных месторождений. Куларский район входит в состав одноименного горстантиклинория, который испытывал значительное устойчивое прогибание в течение поздней перми и триаса (как и оловоносные участки Адычанского поднятия). В юрское время район начал подниматься и в конце юры представлял собой край крупного поднятия, к которому с востока примыкал юрский бассейн осадконакопления. Начиная с мела, район юрского осадконакопления был осушен. К верхнему мелу примерно по той же юрской границе прошел край горста Верхоянского хребта, и юго-восточная часть района оказалась относительно опущенной. В соответствии с различной историей формирования разных частей района распределено и оруденение. Редкометальное и золото-кварцевое оруденение тяготеют первое к центральной, второе — к западной краевой части Куларского горста, а антимонитовое и золото-антимонит-киноварное — к опущенному Сартангскому грабен-синклинорию. Если теперь сравнить историю геологического развития этого района с типичными оловорудными и золоторудными, то видно, что он в какой-то мере совместил в себе черты как тех, так и других.

В заключение краткой характеристики эндогенной металлоносности Тихоокеанского сегмента Земли отметим, что довольно сходные закономерности размещения месторождений присущи и другим его районам, удаленным от побережья. Так, например, по Е. А. Радкевич и др. (1967), в пределах Мяо-Чанского верхнемезозойского поднятия распространена молибденовая, оловорудная и олово-полиметаллическая минерализация. Галенит- и сфалеритсодержащие оловянные руды развиты в краевой северо-восточной части поднятия и сменяют зону сурьмяно-ртутной минерализации, большей частью расположенную в опущенном блоке за пределом рассматриваемого поднятия блока. Далее от северо-восточного края внутрь Мяо-Чанского поднятия широко распространены касситерит-силикатные, а местами касситерит-арсенопирит-халькопиритовые руды (юго-восточная часть поднятия), которые сменяются молибденитовым оруденением. Сходные случаи смены оловорудной минерализации свинцово-цинковой, а затем сурьмяно-ртутной известны на полуострове Корея и в Южном Китае (Щеглов, 1968).

## РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Данные по общим геолого-геохимическим закономерностям размещения оруденения и по планетарной зональности Средиземноморского пояса Тетиса, сравнимого по грандиозности с Тихоокеанским, более ограничены, особенно

в части магматических пород. От Тихоокеанского пояса Средиземноморский отличается межконтинентальным положением и симметричностью его краевых зон (северного и южного стволов), между которыми почти на всем протяжении расположены ядра срединных массивов. Г. А. Твалчрелидзе наиболее полно рассмотрел общие особенности металлогении Тетиса. К северному стволу он относит Пиренейские горы, Аппенины, Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ, Понт, Туркмено-Хоросанские горы, Паропамиз, Гиндукуш, Северный Памир, Куэнь-Лунь. В целом для этих территорий наиболее характерно проявление мезо-кайнозойского среднего магматизма и главным образом свинцово-цинковой, свинцово-цинково-медной, медно-молибденовой и сурьмяно-ртутно-реальгаровой минерализации. Для южного ствола, в который входят Северо-Африканское побережье, Тель-Атлас, Динариды, Эллиды, Тавр, Загрос, Белуджистан, Малый Кавказ, Копетдаг, Центральный и Юго-Восточный Памир, Каракорум, Гималаи, — наиболее характерно кайнозойское хромитовое, медноколчеданное, медно-молибденовое и свинцово-цинковое оруденение.

Общий характер связи химизма эндогенной минерализации и изверженных пород, а также направленности контрастной региональной зональности с геотектоническими особенностями развития земной коры в целом сохраняется и в различных районах Средиземноморской зоны. Как в Тихоокеанском сегменте земного шара, здесь редкометалльные месторождения приурочены к консолидированным наиболее устойчивым относительно поднятиям, тогда как колчеданные и другие сульфидные месторождения сидерофильных и халькофильных элементов расположены в областях интенсивных длительных нисходящих перемещений. Месторождения переходного облика занимают как бы промежуточное положение.

В отличие от Тихоокеанского пояса в Средиземноморском общей четкой зональности в размещении магматических пород и оруденения для всей территории не устанавливается. В связи с этим перейдем к краткому рассмотрению геологогеохимических особенностей отдельных провинций.

## СЕВЕРНАЯ АФРИКА

Е. Е. Захаров (1959) выделил территорию Атласского складчатого пояса в общую Тунисо-Марокканскую провинцию телетермального полиметаллического оруденения, гидротермальных метасоматических сидеритовых месторождений и ртутной (сурьмяной) минерализации. Остановимся на распределении оруденения более подробно, воспользовавшись главным образом материалами, собранными и любезно предоставленными нам Л. Н. Рудовской и В. П. Федорчуком.

Рассматриваемая территория, по данным А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского, В. Е. Хаина, состоит из следующих отличных в тектоническом отношении областей:

1. Значительно удаленная от побережья область наиболее древней консолидации (Анти-Атлас), сложенная глубокометаморфизованными докембрийскими породами, перекрытыми песчано-сланцевыми карбонатными породами нижнего палеозоя, примыкающая к Сахарной плите. В целом для этой территории характерно сравнительно широкое развитие медной минерализации, которая иногда ассоциируется с мышьяком, кобальтом, никелем, молибденом,

золотом (Бу-Аззер и др.), никелем (Мефис), а также золотом и молибденом (Агадир и др.) и представлена в основном кварцевыми жилами и отдельными проявлениями касситерит(вольфрамит)-кварцевой минерализации.

2. Промежуточная область эпипалеозойской платформы, в которой можно выделить зоны с различной историей развития: а) наиболее поднятые участки, представляющие собой выходы герцинского складчатого основания; б) относительно опущенные по сравнению с первыми платформенные участки, перекрытые чехлом недислоцированных карбонатных пород мезо-кайнозойского возраста, и наименее устойчивые участки эпипалеозойской платформы, испытавшие альпийскую складчатость и развивавшиеся по типу мио- и парагеосинклинальных прогибов на древнем основании. В этой области наибольшим распространением пользуется свинцово-цинковая минерализация.

3. Прибрежная область наиболее молодого погружения альпийской складчатости, сложенная мергелистыми карбонатными породами и третичными андезитами, характеризующаяся широким развитием гидротермальной медной, марганцевой, цинково-свинцовой, ртутной, а также сурьмяной минерализации. Наибольшее промышленное значение имеют свинцово-цинковые, ртутные (сурьмяные), марганцевые и железорудные месторождения. Последние связаны обычно с третичными диоритами и андезитами и представлены гаматитовыми и сидеритовыми рудами (Бни-Бу-Ифур, Джебель-Унк-Сан и др.). Марганцевое оруденение представлено эксталяционно-осадочными месторождениями (Имини, Тьен и др.).

Рассмотрим некоторые закономерности размещения свинцово-цинкового и сурьмяно-ртутного оруденения в пределах области эпипалеозойской платформы, с которой связаны основные запасы свинцово-цинковых руд, заключенные в крупных месторождениях (Аули-Мибладен, Бу-Бекер-Туиссит, Эль-Абед Уэд Зундер), а также в области альпийской складчатости.

Как уже отмечалось, в первой области выделяется три типа структур. Наиболее древние крупные стабильные палеозойские поднятия (площадь первые тысячи квадратных километров) сложены в основном алюмосиликатными породами (песчанико-сланцевые с эффузивами прорваны палеозойскими интрузивными породами в основном гранитного состава и дайками гранодиоритов). Оруденение, развитое в их пределах, представлено главным образом кварцевыми, реже барит-кварцевыми жилами с галенитом, сфалеритом, обычно с небольшим количеством халькопирита, реже с арсенопиритом и шеелитом (Джебель-Уам). Иногда отмечаются небольшие медные месторождения, в которых медь ассоциирует с арсенопиритом, молибденитом, шеелитом и вольфрамитом (Азегур, Хасиан эд Диаб). Последние обычно тяготеют к контактам гранитов, причем медное вкрапленно-прожилковое оруденение локализуется в амфиболитах (Азегур).

В относительно опущенных, по сравнению с только что рассмотренными участками эпипалеозойской платформы, перекрытых чехлом недислоцированных мезозойских (J, Cg) карбонатных (известняки, доломиты) отложений выходы изверженных пород не отмечаются и оруденение имеет иной характер. Здесь сосредоточены самые крупные свинцово-цинковые месторождения, которые приурочены к породам чехла и тяготеют к сравнительно небольшим (первые сотни квадратных километров) выходам палеозойского основания. Оруденение, приуроченное к палеозойским породам, имеет тот же характер,

что и развитое в пределах крупных палеозойских поднятий. В карбонатных породах чехла оруденение имеет в основном пластовый характер и состоит из прожилково-вкрапленных руд, сложенных галенитом, сфалеритом, пиритом, редко халькопиритом. Жильные минералы — барит, кварц или карбонаты. Изменения вмещающих пород по имеющимся данным проявляются в их перекристаллизации. Месторождения, известные в этой области, характеризуются весьма крупными масштабами (Мибланден, Бу-Бекир-Туиссит, Эль-Абед Уэд Зундер).

Область складчатого эпипалеозойского чехла характеризуется более длительным прогибанием по сравнению с только что рассмотренной. Для нее характерно накопление мезо-кайнозойских осадочных пород — сильно дислоцированных известняков, доломитов и мергелей (J—N), причем отмечается появление все более молодых пород в направлении с запада на восток. Вся эта область характеризуется широким распространением свинцово-цинковых месторождений, причем наибольшее их число тяготеет к восточной длительнее других прогибавшейся ее части. Месторождения — жильные и пластовые с прожилково-вкрапленным оруденением, главным образом свинцово-цинкового типа с пиритом. Руды, обогащенные медью, встречаются редко (Джебель, Клакх, Себбаб). В некоторых месторождениях установлены сульфосоли свинца. Иногда присутствуют реальгар и киноварь (Ксар Могхал, Уэд Маден). Жильные минералы представлены кальцитом, баритом, реже перекристаллизованным доломитом. Наиболее крупные концентрации свинцово-цинкового оруденения приурочены к зоне передового прогиба, отделяющего рассматриваемую область от области альпийской складчатости. Здесь же встречаются небольшие медные вкрапленно-прожилковые проявления халькопирита, самородной меди и пирита.

Прибрежная зона альпийской складчатости характеризуется специфической свинцово-цинковой минерализацией. В ее пределах развиты сильно дислоцированные карбонатные мезо-кайнозойские преимущественно мергелистые породы. Здесь известно большое количество свинцово-цинковых и медных месторождений. Иногда медное и свинцово-цинковое оруденение тесно ассоциировано в пространстве (Айн-Барбар, Уэд-Эль-Кебир) и представлено жилами, а также залежами с оруденением типа замещения. Преобладающие минералы свинцово-цинковых месторождений — сфалерит, галенит, медных — халькопирит. Кроме указанных распространены также пирит и пирротин. Для некоторых месторождений характерно наличие мышьяково-сурьмяной минерализации (медное месторождение Музайя). Наибольшая концентрация точек оруденения установлена в участках, прилегающих к выходам пород складчатого фундамента. Причем месторождения с преобладающим цинковым оруденением располагаются вне связи с этими выходами (Уарсенис, Сакомоди и др.).

Как уже отмечалось, в пределах северной близкой к побережью части рассматриваемой территории кроме свинцово-цинкового и медного оруденения распространена ртутная и сурьмяная минерализация. По данным В. П. Федорчука (1968), эти месторождения образуют достаточно выдержанную зону, прослеженную на 1500 км. Размещение ртутной минерализации определяется приуроченностью к краевой части стабильного массива высоких плато. Ранее эксплуатировавшиеся ртутные месторождения Бир Бени Салах, Кудиат Стах,

Рис-Эль-Ма приурочены к северной прибрежной границе высоких плато. В этой же зоне известно сурьмяное оруденение. Как подметил Ю. Е. Баранов, ареал развития ртутных месторождений северного побережья Африки соответствует области Средиземноморской впадины, отличающейся корой океанического типа.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории герцинско-альпийского складчатого пояса Северной Африки наблюдается закономерное изменение характера и состава минерализации. При общем довольно сходном составе большинства рудных месторождений (свинец, цинк, медь) устанавливается отчетливая зональность в их распределении. Для наиболее удаленных от побережья Средиземного моря территорий Высокого, Сахарного и Тунисского Атласа так называемой эпигерцинской платформы в выступах палеозойского основания заключены преимущественно кварцевые руды, обогащенные галенитом, содержащие сфалерит, гораздо реже халькопирит, арсенопирит, шеелит. Иногда встречаются небольшие халькопиритовые проявления с арсенопиритом, молибденитом, вольфрамитом и шеелитом, а иногда молибден-вольфрамовые с небольшим количеством сульфидов меди.

В относительно опущенных плитообразных участках, расположенных ближе к побережью, проявлены барит-кварцевые, барит-карбонатные и баритовые свинцово-цинковые месторождения с переменным соотношением галенита и сфалерита, небольшим количеством халькопирита и не содержащие минералов молибдена и вольфрама. Область, испытавшая прогибание в течение еще более длительного времени, включает в основном баритовую и карбонатную свинцово-цинковую минерализацию, достаточно близкую по набору рудных минералов. Однако в составе руд иногда отмечаются ртуть и реальгар. Минерализация прибрежной альпийской зоны характеризуется более широким развитием цинковой, медной, ртутной и сурьмяной минерализации. Иногда сурьмой и мышьяком обогащены и свинцово-цинковые руды.

Сходная с только что рассмотренной контрастная региональная зональность обнаруживается, если рассматривать и разновозрастную рудоносность Пиренейского полуострова в целом (Захаров 1959; Твалчрелидзе, 1964). В центре полуострова выделяется крупное палеозойское срединное устойчивое поднятие, включающее Лузитано-Галисийскую глыбу и Испанскую Месету, с широко проявленными касситеритовыми и вольфрамитовыми месторождениями (Панасквейра и др.) и золото-кварцевой минерализацией. Непосредственно в краевой части срединного массива проявлена арсенопиритовая с касситеритом и вольфрамитом минерализация, а также свинцово-цинковое и сурьмяное оруденения, связанные с наложенными впадинами (Tamain, 1968). В окаймляющей срединный массив области герцинской складчатости Сьерра-Морены в вулканогенном палеозойском прогибе заключены крупные медноколчеданные месторождения (Рио-Тинто, Тарсис и др.). В этой же области в относительно поднятых участках широким распространением пользуется свинцово-цинковое оруденение, нередко содержащее повышенные концентрации олова (Линарес, Ла-Каролина, Пеньеройа и др.). Отметим также крупнейшее ртутное месторождение Альмаден и сурьмяное Альмудриель. Южнее, ближе к побережью Средиземного моря, протягивается зона альпийской складчатости Бетийских Кордильер с редкими проявлениями железорудной (сидеритовой), свинцово-цинковой и ртутной минерализации, сходной с североафриканской.

Еще большее сходство с оруденением альпийской зоны Атласа имеет северное обрамление Сьерра-Морены — альпийская складчатая зона Пиренеев. Для этой провинции наиболее характерны крупные метасоматические сидеритовые месторождения (Бильбао и др.), резко обогащенные цинком месторождения (Реосин и др.), свинцово-цинковые месторождения (Альтубе) и ртутные проявления. Таким образом, рассмотренная территория Средиземноморской зоны дает пример симметричной контрастной региональной зональности.

Остановимся на закономерностях размещения и особенностях состава рудной минерализации в некоторых рудных провинциях северного ствола Средиземноморского пояса, сделав это несколько подробнее для территории Болгарии.

### НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА БОЛГАРИЯ】】

Народная Республика Болгария выбрана нами в качестве примера рудной провинции с широким распространением наиболее молодой альпийской сульфидной свинцово-цинковой, медной и медно-молибденовой минерализации, типичной для всей Средиземноморской зоны. Это стало возможным благодаря большому объему комплексных геолого-геохимических исследований, выполненных за последние 10—15 лет болгарскими геологами \*. Большую помощь оказали нам уже имеющиеся обстоятельные обобщения по рудности этой территории Й. С. Йовчева, И. Костова, Ст. Димитрова, Л. Васильева, Р. Д. Дюкова, Б. Д. Богданова, П. Драгова, Г. Кануркова, Г. С. Дзоценидзе, Г. А. Твалчрелидзе, В. Р. Милева, Г. А. Ярмова и др. Наиболее полной является сводная монографическая работа по геологии и полезным ископаемым Народной Республики Болгарии, опубликованная Й. С. Йовчевым (1965). Большое значение для наших построений имела также работа Г. А. Твалчрелидзе (1967), который в пределах выделенных Й. С. Йовчевым и другими болгарскими исследователями металлогенических зон наметил участки специфической геотектонической истории и показал, что они характеризуются своеобразной рудностью. Выбор Болгарии в качестве одного из примеров для наших целей целесообразен потому, что именно на основе материалов по этой территории 30 лет тому назад Г. Штилле развил свою известную схему тектоно-магматического развития геосинклинальных областей, которая долгое время являлась общепризнанной при металлогенических построениях.

Территория Болгарии входит в состав северного ответвления альпийской Средиземноморской зоны и некоторых более древних тектонических структур Югославии, Венгрии, Греции, Турции и Кавказа, протягивающихся на расстояние более 2000 км.

Тектоническое строение различных районов Болгарии достаточно контрастно, что определяет разнообразие типов магматических образований и эндогенной минерализации (Димитров, 1960; Йовчев, 1965; Твалчрелидзе, 1965; Р. Иванов, 1969). Это Мизийская эпигерцинская плита с платформенным характером осадконакопления в мезо-кайнозойское время. Эндогенных месторождений на ее территории неизвестно. Южнее ее расположена Альпийская складчатая зона Балканид, которая в тектоническом и металлогеническом отношениях довольно разнородна и несет медное, медно-молибденовое и

\* В работе использованы только литературные данные.

золоторудное оруденение. Е. Е. Захаровым (1959) она включена в состав Балкано-Северо-Анатолийской провинции, а Г. А. Твалчредидзе (1964) — в более грандиозную — Балкано-Понтийско-Мало-Кавказскую металлогеническую провин-

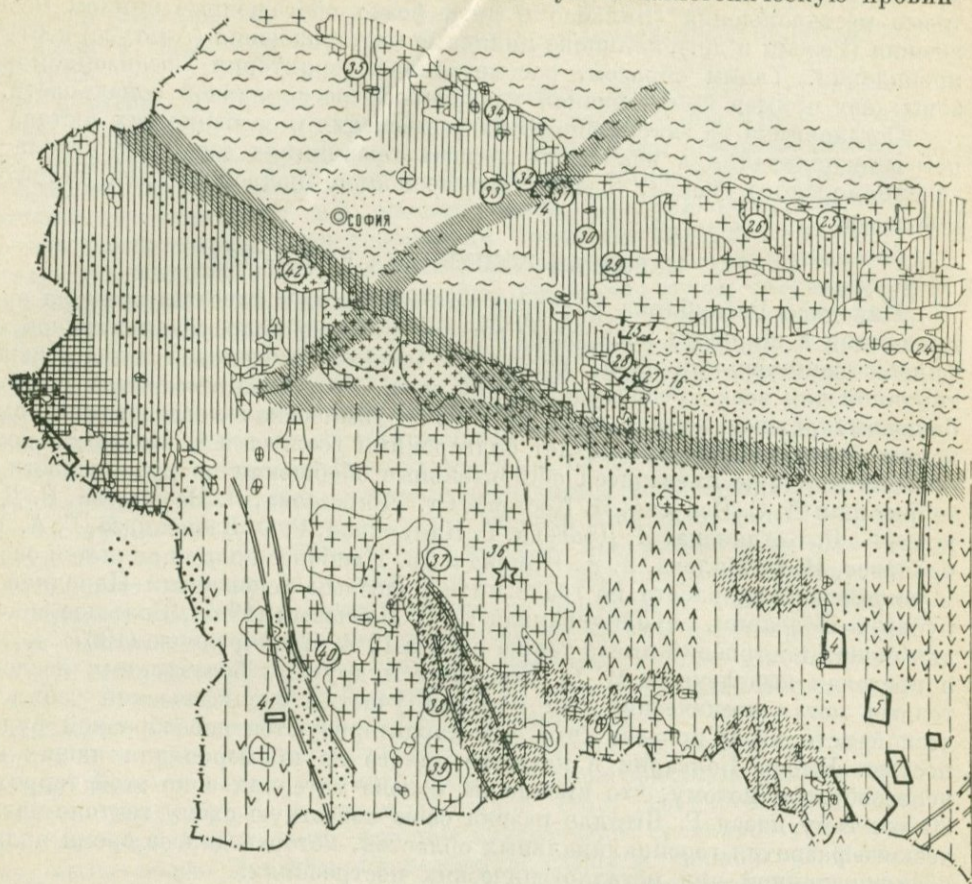
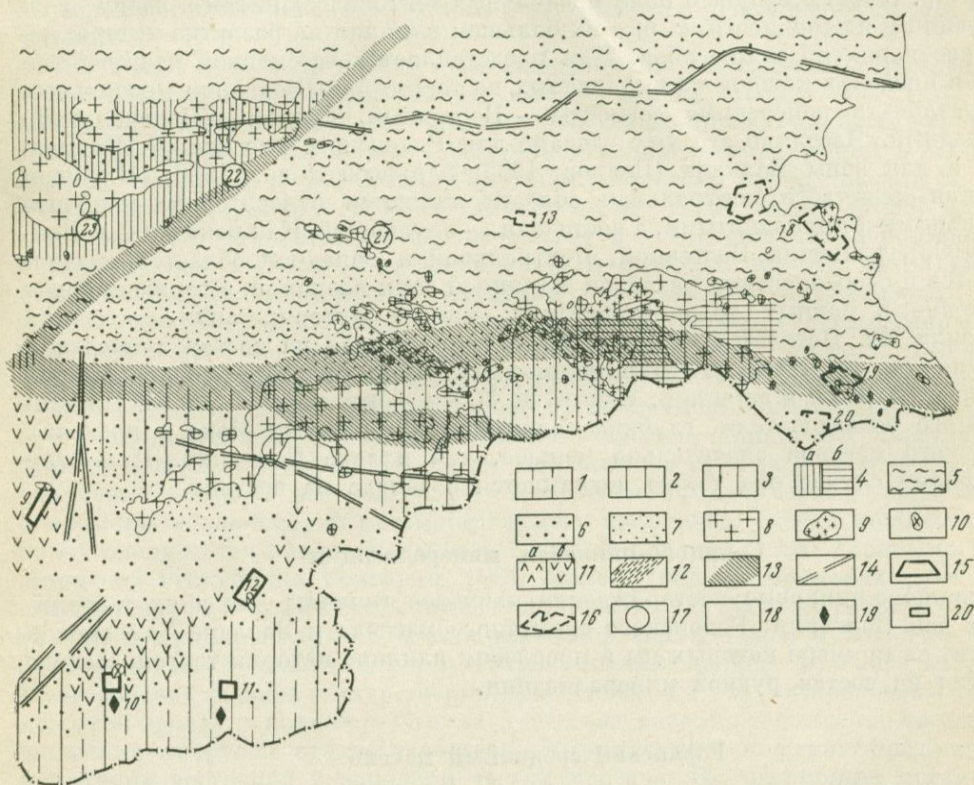


Рис. 45. Сводная палеотектоническая схема Народной

1 — поднятия, консолидированные в наиболее раннее время (первичный Родопский массив); 2 — поднятия регенерации в конце палеозоя; 4 — горы: а — верхнемеловые, б — верхнеюрские; 5 — грабен-депрессии гранитоиды (гранит-порфиры, гранодиориты, граниты и др.); 9 — ларамийские ( $Sr_2-Pg_1$ ) гранитоиды (гранит-порфиры, монзониты); 11 — палеогеновые эффузивы: а — платолипариты, б — латито-андезиты; крупные тектонические нарушения; 15 — рудные районы свинцово-цинковой минерализации: 1—3 — Осо Габровский, 10 — Звездельский, 11 — Тинтявский, 12 — Маджаровский, 13 — Бакаджикский; 16 — гасский, 18 — Росенский, 19 — Граматиковский, 20 — Малко-Тырновский; 17 — молибденовая минерализация; 26 — Дамлы-Дере, 27 — Сап-Дере, 28 — Боримечково, 29 — Медет, 30 — Резиденцията, 31 — Елациге, Чаир, 40 — Синаница; 18 — вольфрамовая минерализация; 36 — Грынчарица;

цию. Еще южнее расположен Родопский консолидированный массив, в пределах которого известна свинцово-цинковая и редкометалльная минерализация. Он является частью весьма крупного Македоно-Родопо-Мало-Азиатского среднего массива (Захаров, 1959). В пределах названных тектонических единиц первого порядка выделяется большее или меньшее количество более мелких и однородных геологических структур.

Чтобы разобраться в закономерностях размещения оруденения, обратимся к фактическим материалам и палеотектоническим реконструкциям, имеющимся в работах Е. К. Бончева (1962); В. Вергилова и др. (1963); Е. и Д. Кожухаровых (1962); Ив. Боянова (1965); Б. Алексиева, Ив. Начева и др. (1965); Р. Иванова, Ив. Качева, Т. Николова, Хр. Христева. Составленная нами обобщенная палеотектоническая схема учитывает эти данные, но основана



Республики Болгарии. Составил В. В. Иванов, 1969 г.

позднекаледонские, причлененные к Родопскому массиву; 3 — участки Родопского массива, подвергшиеся верхнемеловые; 6 — впадины палеогеновые; 7 — впадины плиоценовые; 8 — герцинские и ларамийские нити, монопониты, кварцевые диориты, диориты и др.); 10 — позднеальпийские (Pg<sub>2</sub>-Ng<sub>1</sub>) гранитоиды 12 — палеогеновые озера; 13 — Марицкая и наиболее крупные поперечные зоны разломов; 14 — наиболее говский, 4 — Лыкийский, 5 — Давидковский, 6 — Маданский, 7 — Неделинский, 8 — Ардинский, 9 — Бурдунские районы медной минерализации; 14 — Челопечский, 15 — Красенский, 16 — Елшицкий, 17 — Бурция; 21 — Бакырджийницата, 22 — Долно Паничерево, 23 — Руда, 24 — Морозово, 25 — Казанита, 32 — Кобила, 33 — Маркова Чулка, 34 — Трудовец, 35 — Бов, 37 — Бабяк, 38 — Любешница, 39 — Папаз 19 — сурьмяные рудопроявления; 20 — флюоритовые рудопроявления; 41 — Славянка

главным образом на палеотектонических материалах Ив. Боянова (1965). Предлагаемая схема значительно отличается от имеющихся тектонических карт, так как построена по другому принципу и отражает характер относительных вертикальных перемещений отдельных участков Болгарии.

Перейдем к краткой характеристике магматизма и рудоносности каждой из выделенных на предлагаемой схеме (рис. 45) областей, а в том случае, если

они близки по обозримой дорудной истории тектонического развития, то нескольких совместно. Сначала сделаем это для Родоп и некоторых других районов, обратив особое внимание на свинцово-цинковую минерализацию, а затем для Балканид с медным, медно-молибденовым и другим оруденением.

Необходимо подчеркнуть, что для выяснения деталей геологического развития Болгарии все чаще приходится обращаться к представлениям Е. Бончева и др. (1962) о ведущей роли продольных тектонических зон в распределении фаций и их мощности, т. е. о их большом влиянии на развитие интересующих нас поднятий и прогибов. Нам представляется бесспорной целесообразность в пределах каждой из выделяемых на территории Болгарии продольных зон различать поперечные сегменты — Восточный, Средний (Центральный) и Западный. Частично это уже сделано для Родопского массива (Р. Иванов, 1965) и для зоны Балкана (Боянов, 1965; Атанасов и др., 1966). В общем западная и отчасти центральная области являются относительно наиболее стабильными и приподнятыми, а восточная — опущенной. Как показал Ив. Боянов (1965), различия Восточной, Центральной и Западной областей подчеркиваются и особенностями развития Марицкой зоны разломов, а также находят отражение в данных гравиметрических съемок. Интерпретация последних позволила Ив. Петкову (1963) выяснить, что с запада на восток в пределах Балканид (на широте  $43^{\circ}$ ) глубина залегания границы Мохоровичича снижается примерно от 40 км в долине р. Искыр, до 30 км — южнее г. Тырново. По данным этого исследователя, глубина заложения поверхности Мохо в пределах Родопского массива значительно меньше, чем в зоне Балканид. При этом и в данном случае она также поднимается с запада на восток.

### Свинцово-цинковая минерализация

Свинцово-цинковые месторождения наиболее типичны для двух тектонических зон Болгарии: Родопского срединного массива и Западно-Балканской области, на примере которых мы и проследим влияние истории тектонического развития на состав рудной минерализации.

### Родопский срединный массив

В отличие от многих других срединных массивов, выраженных пониженными формами рельефа, поверхность Родопского массива представляет собой высокогорное плоскогорье. Самые низкие его отметки (около 1000 м) характерны для областей развития палеогеновых отложений в Восточных Родопах. Центральные Родопы характеризуются более высокими отметками (1500—2000 м) и нерасчлененным рельефом. Западнее рельеф становится сильно расчлененным. Общий план тектонических движений рассматриваемой территории в течение длительного времени (палеозоя, мезозоя до начала палеогена) оставался неизменным и характеризовался устойчивым восходящим перемещением. Если не считать выделяемых Ив. Бояновым, Д. Кожухаровым и другими восточно-родопских областей палеозойской активизации, то Родопский массив выступал как единое целое без отчетливой дифференциации на блоки (Димитров, 1946; Славин, 1959) до конца среднего эоцена, когда в результате интенсивной активизации массив был разбит на отдельные блоки, многие из которых

стали опускаться. В неогене территория массива вновь испытывает общее поднятие, которое унаследовано продолжается вплоть до нашего времени. При этом для западной части рассматриваемой территории характерны более интенсивные восходящие движения. Возраст основной массы свинцово-цинковых месторождений Родопского массива принимается за верхнеолигоценый (Йовчев, 1965; Минчева-Стефанова и др., 1966; Милев, 1968, и др.), и только образование месторождений Устремского рудного поля считается доплиоценовым или плиоценовым.

В вопросе о геологических закономерностях размещения свинцово-цинковых месторождений Родопского массива нет единого мнения. Так, Й. С. Йовчев (1960) указывал на перспективность крупных антиклинальных структур. О приуроченности маданских и северо-родопских месторождений к выделенному Д. Ярановым (1960) Средне-Родопскому пологому куполу писали К. Константинов, Р. Димитров и Г. А. Твалчрелидзе. В. Р. Милев (1968) пришел к выводу, что наибольшими перспективами в отношении свинцово-цинковой минерализации в Сакаро-Родопской области обладают крылья антиклиналей первого порядка, осложненные разломами с проявлением магматических образований интрузивно-эффузивного комплекса, в частности субвулканических риолитов и дацитов, гранит-порфиров или ларамийских гранитов. Для выяснения этого вопроса обратимся к материалам по геологическому строению и магматизму участков распространения свинцово-цинковой минерализации.

В геологическом строении Родопского массива принимают участие следующие комплексы пород. Наиболее широким распространением в пределах различных участков массива пользуются гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты и мраморы нижней серии метаморфического комплекса. Общая мощность этих пород оценивается ориентировочно в 12 000 м (Иванов, 1961; Геоложка карта Народной Республики Болгарии, 1961; Милев, 1968). В мраморах этой свиты залегает основное количество свинцово-цинковых руд. Выше по разрезу следуют сланцы и мраморы верхней метаморфической серии общей мощностью около 2000 м, а также граниты и серпентинизированные породы неясного возраста. Палеозойские породы (силур, пермь) фаунистически охарактеризованы только на самом западе, в долине р. Струма, где также развиты герцинские кальциево-щелочные интрузии среднего состава. Мезозойские отложения представлены в крайних восточной и западной частях массива. Это различные метаморфизованные породы: филлиты, сланцы, мраморы и т. д., а также интрузии основного состава, граниты и дайки, тяготеющие к зоне Марицкого разлома.

Широким распространением в пределах различных частей массива пользуются кайнозойские отложения. К ним относятся палеогеновые базальные конгломераты, флишеподобные и озерные отложения (эоцен); туфы, туфобрекчи, туффиты, песчаники, конгломераты, известняки, мергели, туфоконгломераты (олигоцен); палеогеновый интрузивно-эффузивный комплекс: трахиандезиты, андезиты, эффузивные трахиты, малые интрузии монзонитов, сиенитов, гипабиссальные тела гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, субвулканических риолитов и дацитов и эффузивных риолитов, которые также пользуются широким распространением. Как подчеркивал В. Р. Милев (1968), поля распространения субвулканических олигоценых риолитов, дацитов и гипабиссальные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры имеют решающее значение для размещения свинцово-цинковых месторождений рассматриваемой территории.

Согласно последней тектонической схеме, в пределах Родопского массива различаются Западный и Восточный блоки, границей между которыми считается так называемое Брациго-Доспатское погружение, расположенное к югу от г. Пазарджик. Однако такое членение является весьма условным и, на наш взгляд, не полностью отражает геологическую, особенно непосредственно предрудную, специфику различных частей этой территории. Как известно, структурный план палеогеновых грабен-депрессий в Родопах западнее и восточнее долины р. Выча различен. Оси структур, расположенных западнее, имеют преобладающую север-северо-западную—юг-юго-восточную (субмеридиональную) ориентировку, а восточнее — от широтной до северо-восточной—юго-западной. Вероятнее всего граница между различными блоками Родопского массива в палеогене проходила значительно восточнее Брациго-Доспатской структуры. Как уже отмечалось, Е. К. Бончев и другие исследователи, придавая большое значение крупным зонам разломов, пересекающим территорию Болгарии в северо-восточном направлении, выделяют в пределах Балканид западный, центральный и восточный сегменты. Целесообразно делать это и для Родопского массива, однако положение границ этих сегментов еще не ясно, что и отражено на схеме Р. Иванова (1965), который по петрохимическим различиям выделяет, но не оконтуривает в пределах Родопского массива Рило-Пиринский, Средне-Родопский, Северо-Восточно-Родопский и Юго-Восточно-Родопский блоки. Мы полагаем, что границей центрального и восточного сегментов в Родопском массиве следует считать восточный край наиболее древнего первичного Родопского поднятия (см. рис. 45), подчеркиваемого в отдельных местах выходами серпентинитов. Это весьма вероятно и потому, что доказана значительная степень унаследованности древних структур более молодыми (Боянов, 1965). Именно к этой зоне тяготеют наиболее значительные свинцово-цинковые месторождения. Важно подчеркнуть, что Восточный блок Родопского массива в предрудное время испытывал погружение по сравнению с Центральным и Западным. Об этом свидетельствуют как мощности палеоген-неогеновых осадков, так и особенности составов изверженных пород. В Восточных Родопах мощность эоценовых осадков достигает 2000 м, тогда как в долине р. Места на западе — не более 700 м. Осадочно-туфогенные породы олигоцена наиболее широко распространены также в Восточных Родопах, достигая максимальной мощности (2000 м) в районе г. Кырджали.

Особый интерес для наших целей представляют данные Р. Иванова (1969) по изменению петрохимического состава изверженных пород в пределах Родопского массива. Как отмечает этот исследователь: «Самое значительное явление этой зональности — сосредоточение в центральной части массива огромных извержений платолипаритов. Риолитовые плато мощностью 400—500 м занимают в настоящее время здесь площадь около 1500 км<sup>2</sup>». В центре Родопского массива отсутствуют проявления среднекислого магматизма, которые сосредоточены в его восточной и западной частях и вне его. На территории Болгарии андезитовые породы так называемого латит-андезит-липаритовой формации \* наиболее широко распространены в восточной части Родоп (боро-вишский и момчилград-ардинский комплексы). Сходные разновидности пород известны в Греции, восточнее г. Скопле (злетово-кратовский комплекс). Породы

\* Андезито-риолитовая формация повышенной калиевой щелочности (Р. Иванов, 1965).

этой формации характеризуются высокой эксплозивностью и циклическим характером образования. Они представлены среднекислыми породами — латито-андезитами (калиевыми трахиандезитами), латитами и андезитами и кислыми породами — преимущественно нормальными риолитами и отчасти деленитами (Р. Иванов, 1965). Количество среднекислых и кислых разновидностей пород в целом приблизительно равно. В отличие от липаритов составы среднекислых пород вулканических комплексов варьируют весьма существенно. На северной периферии Родопского массива боровишский комплекс сложен в основном латито-андезитами, латитами и трахитами. Момчилград-ардинский комплекс в центральной части Восточных Родоп представлен латито-андезитами, а маршишский комплекс, развитый на юго-восточной окраине Родопского массива уже за пределами Болгарии, — андезитами и кварцевыми андезитами. Р. Ивановым проведено детальное изучение петрохимического состава пород латито-андезит-липаритовой формации. Составы липаритов всех зон Родопского массива оказались весьма сходными, хотя эти породы в боровишском комплексе отличаются несколько повышенной калиевой щелочностью по сравнению с момчилград-ардинскими. Согласно щелочно-известковому индексу Х. Куно, породы боровишского комплекса относятся к типично щелочным, тогда как момчилград-ардинского и маршишского являются переходными между щелочными и известково-щелочными. Индекс Пикока для этих же комплексов изменяется следующим образом. Боровишская серия — 54,5 момчилград-ардинская — 58, маршишская — 60,5. Таким образом, породы палеогеновой латито-андезит-липаритовой магматической формации Восточных Родоп характеризуются повышением щелочности и соответственно уменьшением известковистости в глубь массива. Одновременно происходит увеличение калиевой щелочности и общей основности и уменьшение кремнеземистости серий, а также изменение содержания второстепенных и редких элементов. Породы боровишского комплекса относительно обеднены  $\sum Fe, Fe^{2+}, Al, Si, Ti, Cu, Sn (n)$  и обогащены  $K, Fe^{3+}, Li, Rb, Sr, Ba, Pb, V, Cr, Mn (a, m)$  по сравнению с момчилград-ардинским. В то же время содержание таких компонентов, как  $Ca, Mg, Zr, Cs, Tl, \sum TR, \frac{\sum Ce}{\sum Y}$ , остается без изменений.

Таким образом, как данные по характеру и интенсивности осадочно-эффузивного породообразования, так и по химизму эффузивных пород однозначно свидетельствуют, во-первых, о том, что Восточные Родопы в палеогеновое время испытывали нисходящие перемещения относительно Средних Родоп, и, во-вторых, что центральная часть Восточных Родоп (южнее г. Кърджали) отличалась более интенсивным погружением по сравнению с северной — район г. Хасково.

Рассмотрим как же меняются минералого-геохимические особенности свинцово-цинковых руд и закономерности их пространственного размещения в различных геологических условиях?

С запада на восток в настоящее время известны следующие рудные районы (поля): 1) Гюшевское, 2) Руенское (месторождения Руен, Лебница), 3) Южно-Осоговское, расположенные на крайнем западе рассматриваемой территории в зоне Крайштитид, 4) Северо-Родопское — Лыкинское (месторождения Говедарник, Кенан-Дере, Джурково, Четрока), 5) Давидковское (Шипченево, Лесиче, Кръстатца), 6) Маданское (Голям Палас, Рыбница, Вырба, Крушев

Геологическое положение и минералого-геохимические

Регионально-геологическое положение	Минеральный тип по жильным минералам	Название и номер рудного района или месторождения на схеме (рис. 45)	Ассоциация с изверженными породами кайнозоя	Вмещающие породы и наличие отложений палеогена
1	2	3	4	5
Крайняя часть Средне-Родопского поднятия	Кварц-силикатный	Маданский —6	Единичные дайки риолитов	Нижние мраморы; брекчие-конгломераты верхнего эоцена
		Давидковский—5	Дайки риолитов	Нижние мраморы
		Лыкинский —4 (Северо-Родопский)	Дайки риодацитовых порфиритов, кварц-диоритов, тела аплитовидных гранитов	Верхние мраморы; брекчие-конгломераты, песчаники олигоцена широко распространены
Восточно-Родопское понижение	Кварц-карбонат-баритовый	Маджаровский—12, Звездельский—10, Габбровское—9	Дайки андезитов, трахиандезитов, монзонитовые тела	Туфы и туфобрекчии андезитов
Крайние части Сакарского и Осоговского поднятий	Кварц-карбонат-баритово-флюоритовый	Устремский		Гранито-гнейсы (?), сланцы допалеозойские
		Осоговский 1—3	Дайки и тела гранит-порфиров	Метаморфические породы, гранит порфиры, верхнеэоценовые осадочно-эффузивные отложения

## особенности свинцово-цинковых месторождений Родоп

Минеральный состав руд		Среднее отношение Pb: Zn; Cu	Главные рудные компоненты	Примечание
главные рудные	второстепенные и редкие			
6	7	8	9	10
Галенит, сфалерит	Пирит, халькопирит, арсенопирит, магнетит, теннантит, борнит, висмутовые, серебряные и другие минералы	1:0,5:0,1	Pb, Zn, Cd, Ag, Bi Cu, As	Ближе к западной краевой и центральной частям Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия
Галенит, сфалерит	Халькопирит, арсенопирит, пирит, спекулярит, молибденит, энаргит, борнит, теннантит, полибазит, аргентит, висмутовые минералы	1:1:0,15	Pb, Zn, Cu, Bi, Cd, Ag, As	Ближе к восточному краю Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия
Галенит, сфалерит	Пирит, халькопирит, арсенопирит, магнетит, теннантит, тетраэдрит, вюртцит, гематит, молибденит, серебряные, висмутовые и другие минералы	1:1:0,15	Pb, Zn, Cu, Ag, Cd, Bi, As	Северная краевая часть Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия
Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит	Гематит, вюртцит, арсенопирит, марказит, теннантит, буланжерит, борнит, золото самородное, серебряные минералы	1:0,7:0,25	Pb, Zn, Cu, Ag, Cd, Bi, Sb, Au	Рядом с границей палеозойской геосинклинали и зоны активизации, в районе развития андезитов и верхнеэоценовых пород
Галенит	Пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, теннантит, магнетит, арсенопирит	1:0,3:0,1	Pb, Zn, Cd, Ag	В Сакарском поднятии вблизи неогеновых впадин
Галенит, сфалерит, пирит	Арсенопирит, халькопирит, пирротин, теннантит	1:0,5:0,1	Pb, Zn, Ag, Bi	В Осоговском поднятии недалеко от крупной палеогеновой депрессии

Дол, Стратиев Камык, Градище, Сколупа, Страшимир, Крив Габр), 7) Неделинское (Еньовче, Шадийца); перечисленные рудные районы тяготеют к зоне сочленения Средних и Восточных Родоп I; 8) Ардинское, 9) Габбровское (Габброво, Саже), 10) Звездельское (Звездел—галенит), 11) Тинтявское, 12) Маджаровское и другие рудные поля, расположенные в различных частях Восточных Родоп, 13) Устремское (Устрем, Лесово), приуроченное к самой северо-восточной окраине Родопского массива, к границе с Сакар-Странджинской областью.

По количественному соотношению главных минералов можно различить следующие типы месторождений (табл. 51): 1) кварц-силикат-галенит-сфалеритовый, к которому можно отнести месторождения переходной зоны между Средними и Восточными Родопами (Маданский, Давидковский, Лыкинский, Неделинский рудные районы) и месторождения Руенского и Осоговского рудных полей; 2) кварц-карбонат-пирит-галенит-сфалеритовый — многие месторождения Восточных Родоп (Ардинское, Маджаровское, Звездельское и другие рудные поля); 3) кварц-карбонат-барит-галенит-сфалеритовый — краевая западная часть Родоп, Крайштитиды и Устремское рудное поле — краевая северо-восточная часть Родоп — на границе с Сакар-Странджинской областью. Нетрудно видеть, что каждая из намеченных группировок месторождений характеризуется специфическими особенностями регионально-геологического положения (табл. 50).

Остановимся на геолого-геохимической характеристике районов, отличающихся по общему облику свинцово-цинковых месторождений, обращая главное внимание на изменение вещественного состава руд в зависимости от регионально-геологических особенностей рудообразования.

*Свинцово-цинковые месторождения краевой части  
Средне-Родопского поднятия — Маданский, Давидковский,  
Лыкинский рудные районы*

Эти рудные районы расположены в пределах краевой части крупного устойчивого поднятия Средних Родоп. Данная структура имеет древнее заложение и в целом развивалась как устойчивое поднятие в результате унаследованных восходящих движений вплоть до момента рудообразования (олигоцен — миоцен). Свинцово-цинковые месторождения приурочены к восточной части этой структуры и расположены в районе сочленения ее с Восточно-Родопским относительно опущенным в палеогене блоком. Положение восточной границы Средне-Родопского поднятия в палеозое не совсем ясно, скорее всего, она проходила несколько восточнее городов Златоград, Ардино, Асеновград. Кое-где к древним разломам, вероятно, идущим по стыку разнородных структур, тяготеют серпентинизированные тела ультраосновных пород. В предрудное время рассматриваемый район подвергся тектонической активизации с формированием палеогеновых наложенных впадин, выполненных морскими моласами, озерными осадками и различными туфогенными и эффузивно-осадочными отложениями и обрамляющими довольно крупное Маданско-Ардинско-Давидковское поднятие, которое в целом характеризуется повышенными ореолами рассеяния свинца и некоторых других элементов (рис. 46). Ширина поднятия колеблется от 30 до 40 км при длине в пределах Болгарии 60—70 км. Границы этой структуры проводятся условно по отдельным выходам кайнозойских пород.

Маданский, Давидковский и Лыкинский рудные районы в общем занимают довольно сходное положение в пределах Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия. Все они в большей или меньшей степени тяготеют к его различным краевым частям.

Маданский рудный район имеет площадь около 200 км<sup>2</sup> и занимает западную краевую, граничащую с депрессией, и центральную части Маданско-

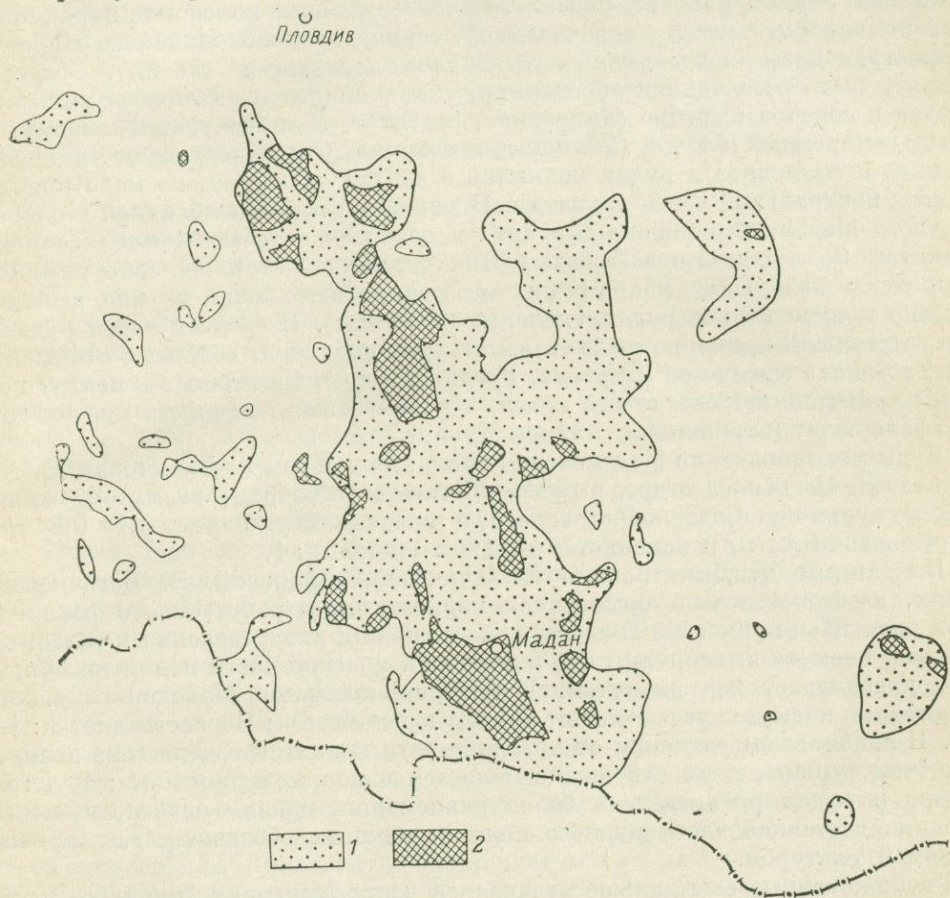


Рис. 46. Схема ореолов рассеяния свинца в пределах Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия  
Содержание свинца: 1 — до 0,1%; 2 — выше 0,1%

Ардинско-Давидковского поднятия. Он включает около 50 месторождений и рудопроявлений, залегающих в протерозойских метаморфических породах. Месторождения Маданского района детально изучены Б. Богдановым, Р. Доковым, К. Константиновым, Г. Кировым, Б. Арnaudовым, Д. Димитровым, Р. Димитровым, Й. Минчевой-Стефановой и другими исследователями.

Кварц-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидные жилы и метасоматические тела залегают в силикатных — первые — и в скарнированных карбонатных

породах — вторые — нижнего горизонта метаморфической свиты  $Pz_1$ . Рудные скопления приурочены к системам субмеридиональных северо-западных разломов. Принято выделять шесть параллельных друг другу зон разломов, отстоящих друг от друга на 1—1,5 км протяженностью на территории Болгарии от 2—3 до 10—20 км и уходящих далее на территорию Греции. Главным жильным минералом руд является кварц; постоянно встречаются карбонаты, иогансенит, эпидот, ильваит, родонит. Гидротермальные изменения пород представлены окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией. Наиболее широким распространением среди рудных минералов пользуются галенит, сфалерит и пирит, часто встречаются арсенопирит, халькопирит и различные минералы висмута и серебра (серебро самородное, аргентит, полибазит, галеновисмутит, висмут самородный и т. д.). Соотношения главных рудообразующих минералов галенита и сфалерита в рудах меняются с запада на восток, по мере приближения к центральной части поднятия. В западной, наиболее близкой к депрессии части Маданского района сфалерит нередко значительно преобладает над галенитом (месторождения Рыбница, Шахоница). К этой же зоне разломов приурочены небольшие кварц-пирит-арсенопиритовые тела, а еще западнее известно мелкое медное рудопроявление (Чепинцы). В средней части рудного поля, отстоящей примерно на 3—5 км от края поднятия, величина отношения  $Pb : Zn$  близка к единице (Бариева, Градище и др.). Еще ближе к центру поднятия, примерно в 10 км от его краев, в рудах галенит начинает преобладать над сфалеритом (Страшимир, Лайков Чукар).

Руды месторождений Маданского района, по данным Р. Димитрова, Б. Арнаудова, Б. Богданова и др., в целом обогащены серебром, висмутом, мышьяком и сурьмой. Содержание золота в среднем составляет 0,1—0,2 г/т, а соотношение  $Ag : Au$  изменяется от 160 : 1 до 210 : 1.

По данным Д. Димитрова и Й. Минчевой-Стефановой, Б. Богданова и других, намечаются некоторые закономерности пространственного распределения элементов-примесей. Так, при сопоставлении распределения в галенитах сурьмы и висмута выясняется, что в западной краевой части поднятия сурьма резко преобладает над висмутом. В центральной части Маданского района содержание висмута увеличивается и отношение  $Sb : Bi$  составляет 3 : 1—4 : 1. В наибольшем удалении от краевой части поднятия содержание висмута выше, чем сурьмы, и их отношение меняется в пользу висмута (1 : 3—1 : 4). Серебро в рудах распределено более равномерно, однако некоторые месторождения восточной части рудного поля нередко им обогащены так же, как селеном и теллуrom.

Расположенные еще дальше от краевой части Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия свинцово-цинковые рудопроявления Неделинской группы (Омареве, Шадийца, Еньовче), по данным Р. Димитрова, Б. Арнаудова, обеднены серебром, золотом и кадмием по сравнению с маданскими. В целом же руды этих месторождений довольно сходны с маданскими и отличаются только более низкими содержаниями полезных компонентов и гораздо более широким развитием родохрозита.

Следующий Давидковский рудный район приурочен к северо-восточному изгибу Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия и расположен примерно в 5—7 км от района распространения кайнозойских эффузивных пород, приуроченных, по всей вероятности, к краю поднятия. В районе известно несколько

небольших рудопроявлений и месторождение Шипченьево. Структурно-геологическая обстановка в момент рудообразования и характер руд месторождений этого района весьма близки к маданским. Сходны также минеральный и геохимический составы руд (см. табл. 50). Соотношение Pb : Zn : Cu в рудах района близко 1 : 1 : 0,2, т. е. руды по сравнению с маданскими в целом несколько обогащены цинком и медью, а судя по анализу мономинеральных проб галенита, и висмутом, но беднее серебром. Последнее особенно типично для месторождений этой же группы Кенан-Дере и Четрока, содержание серебра в галените которых в среднем составляет всего 260 г/т. Й. Йовчев (1965) отмечал значительную обогащенность медью (в 4—5 раз) одной из зон восточной части месторождения Шипченьево и преобладание безрудных кварц-пиритовых образований в западном фланге рудного поля, наиболее удаленном от краевой части поднятия.

Лыкинский рудный район приурочен к северной краевой части Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия. В непосредственной близости от рудного поля имеются выходы кайнозойских осадочно-эффузивных пород. Этот довольно крупный рудный район, имеющий площадь около 150 км<sup>2</sup>, включает несколько месторождений, из которых наиболее изучен Говедарник. Отличие его от других районов в том, что большая часть минерализации приурочена не к нижней, а к верхней свите мраморов протерозоя. Минеральный состав руд и соотношение полезных компонентов наиболее близки к месторождениям Давидковского района (см. табл. 50). Содержание золота в рудах Лыкинского района составляет 0,04 г/т. Обращает на себя внимание более частое присутствие в рудах молибденита и висмутовых минералов, а также весьма четкое изменение соотношения полезных компонентов руд с глубиной. Так, например, в месторождении Кенан-Дере на протяжении 300 м по вертикали соотношение Pb : Zn постепенно изменяется от 5 : 1 до 1 : 5. Отмечается, что в северной части Лыкинского района вблизи Северо-Родопского понижения наблюдается постепенное увеличение протяженности и мощности оруденения на глубину (Йовчев, 1965).

В заключение краткого рассмотрения региональных геолого-геохимических особенностей однотипных свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к единой геологической структуре — Маданско-Ардинско-Давидковскому поднятию, отметим их главные особенности. Все месторождения рассмотренной тектонической структуры в целом имеют весьма близкие геолого-структурные и минералого-геохимические черты. Это кварц-силикат-сульфидные галенит-сфалеритовые руды с подчиненным количеством карбонатов и пирита (2—5%). Отношение Pb : Zn в них обычно составляет от 1 : 1 до 1 : 0,5; руды обогащены висмутом, серебром, мышьяком, молибденом, обеднены золотом, германием, галлием, таллием. Все месторождения залегают в скарнированных мраморах протерозойских метаморфических комплексов и пространственно тяготеют к районам проявления эффузивно-осадочных и дайковых пород кайнозоя. По мере удаления от краевых частей поднятия количество этих пород снижается. Уменьшается также протяженность и выдержанность зон разломов. Минералого-геохимический состав месторождений находится в тесной связи с геологическим положением их относительно краевой части этой структуры. Так, руды, тяготеющие к краевой ее части, характеризуются повышенными содержаниями цинка, кадмия и меди. Иногда в этих же условиях появляется молибден. По мере удаления от краевой части в общем увеличивается отношение

Pb : Zn, а нередко и содержание в рудах серебра и висмута. Кроме того, результаты гидрохимических исследований Л. Борова позволяют судить о том, что гидрохимические ореолы западной краевой части Маданского района характеризуются наличием олова. Однако наибольшие содержания этого элемента характерны для района, расположенного вне пределов рассмотренного подъятия — на запад от р. Выча.

### *Свинцово-цинковые месторождения*

*Восточно-Родопского погружения — Маджаровское, Габбровское, Звездельское и другие рудные поля*

Восточная краевая часть Родопского массива в палеозойское время, как уже отмечалось, характеризовалась неоднородным геологическим строением. Наряду с устойчивыми консолидированными массивами (северо-восточный граничный с Сакарским блок) большая часть территории была тектонически активной. Значительную часть рассматриваемой площади занимала нижнепалеозойская геосинклиналь, а самая южная часть Восточных Родоп являлась в это же время областью активизации (см. рис. 45). В предрудное время большая часть рассматриваемой территории была подвергнута интенсивной тектонической активизации, в процессе которой образовались крупные наложенные грабен-депрессии, выполненные морскими-озерными молассовидными и эффузивными отложениями большой мощности. По сравнению с участками Родоп, расположенными западнее, эта территория в целом характеризовалась нисходящими перемещениями. Движения развивались унаследованно и были наиболее интенсивными примерно в границах территории бывшей каледонской геосинклинали и краевых частей сопредельных с ней территорий (см. рис. 45).

Известные в Восточно-Родопской области свинцово-цинковые месторождения можно отнести к одному кварц-карбонат-барит-галенит-сфалеритовому типу. Все они характеризуются значительным сходством между собой и в то же время отличны от месторождений Маданско-Давидковско-Лыкинского района. Важно, что во всех случаях оруденение расположено в непосредственной близости от верхнеэоценовых впадин и контролируется краевыми частями полей распространения трахиандезитов и андезитов. Создается также впечатление, что самые значительные рудные поля (Маджаровское, Звездельское) тяготеют к полосе сочленения каледонских структур геосинклинали и области активизации.

Наиболее интересными на рассматриваемой площади являются сходные между собой месторождения Маджаровского и Звездельского рудных полей. Более детально изучено месторождение Маджарово. Рудное поле месторождения занимает около 20 км<sup>2</sup>. Широким распространением на площади пользуются палеоэоценовые отложения. Это породы грубослоистой серии эоцена, которая несогласно залегает на кристаллических породах метаморфического фундамента и эффузивно-осадочных отложениях олигоцена (общая мощность около 600 м). Последние, по данным Р. Иванова, представлены туфогенными песчаниками, туфами, известняками, трахиандезитами, андезитами и дацитами момчилград-ардинского комплекса. На севере рудного поля широко распространены молассовые отложения миоцена. Осадочные породы прорваны многочисленными дайками и малыми интрузивными телами трахиандезитов, анде-

зитов, лампрофиров, монцонитов, сиенит-порфиров и других пород. Г. А. Твалчредидзе (1968) подчеркивает, что Маджаровское месторождение является хорошим примером рудоносности вулканитов, проявившихся в континентальных условиях.

На месторождении известно большое количество кварц-карбонатных и кварц-карбонат-баритовых жил протяженностью до 4 км. Вмещающие породы интенсивно пропилитизированы, а непосредственно в контакте рудных тел хлоритизированы, окварцованы и сульфидизированы. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит и халькопирит. Довольно широким распространением пользуются буланжерит, теннантит, марказит, вюрцит и другие минералы, а из нерудных, кроме названных, халцедоновидный кварц, аметист, родонит (см. табл. 48). Отмечается повышенное содержание золота в рудах при наиболее частом соотношении  $Ag : Au$  от 50 : 1 до 20 : 1. Интересно, что наиболее высокие содержания золота, достигающие в отдельных пробах 90 г/т, были установлены на участке Капитан Петков, который расположен ближе других к неогеновой впадине. В рудах этого, а также соседнего участка Горно Поле установлен адуляр, ассоциирующийся с халцедоновидным кварцем и аметистом. Отметим также, что наиболее высокие содержания висмута, в несколько раз превышающие среднее по месторождению, отмечаются в рудах самого южного наиболее удаленного от неогеновой впадины участка Харманли. Таким образом, в отличие от месторождений Маданско-Ардинско-Давидковского поднятия месторождения южной части Восточных Родоп характеризуются повышенной меденосностью и более высоким содержанием сурьмы, а судя по Маджаровскому месторождению могут иметь и повышенную золотеносность.

Данные по геолого-геохимическим особенностям свинцово-цинковых месторождений краевых частей Родопского массива \* в пределах Болгарии (Устремский, Осоговский рудные районы, месторождения Руен, Лебница, Гюешево) показывают, что руды их в минералого-геохимическом отношении не выделяются какими-нибудь интересными особенностями. Их руды характеризуются низкими содержаниями золота и всех остальных элементов-примесей.

Представляют интерес данные П. Драгова (1965) по геолого-геохимическим особенностям месторождений Осоговского рудного района. Район продолжается на территории Югославии — месторождения Саса, Тораница, Караманица, Благодат (М. Страчков, 1961) — и, в общем, занимает весьма значительную площадь —  $60 \times 20$  км<sup>2</sup>. Он приурочен к краевой части Осоговского поднятия и в пределах Болгарии протягивается от самого края Каменишской впадины, выполненной палеогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями, в глубь поднятия примерно на 10—15 км. Район сложен различными метаморфическими докембрийскими породами, прорванными гранитами и верхнепалеогеновыми-неогеновыми дайками, а также малыми интрузивными телами гранит-порфиров. Известные на территории Болгарии кварц-карбонат-галенит-сфалеритовые месторождения объединяются в три рудных поля — Пецовское (месторождения Малый Руен, Вранянци, Пецовска, Махала), Лебницкое (Лебница, Гюешево, Ровна Нива) и собственно Руенское. Первое находится в наибольшем

\* Большинство исследователей относят эти месторождения не к Родопскому массиву, а к зонам Крайштитид и Сакар-Странжи.

удалении от края палеогеновых депрессий (от Каменишской — в 10—12 км, от Кратовской на территории Югославии — в 15—20 км). Второе приурочено к краю Каменишской грабен-депрессии, выполненной верхнеэоценовыми андезитами, дацитами и их туфами, а также различными осадочными породами. Третье, представленное наиболее крупным в районе месторождением Руен, занимает промежуточное положение (около 7 км от края ближайшей Каменишской впадины). Месторождения, наиболее удаленные от края поднятия, — самые бедные как в отношении главных компонентов (основные минералы пирит, пирротин), так и по элементам-примесям (табл. 51). Богатыми по содержанию галенита являются отдельные участки краевой части поднятия (Лебница). Для этого рудного поля характерно низкое содержание индия в сфалеритах, значительные концентрации которого характерны для Руенского месторождения. Здесь же (Руен) галениты отмечаются наиболее высокими концентрациями серебра и висмута. Ограниченное количество анализов не позволяет провести более полное сравнение месторождений Осоговского района, однако и приведенные данные указывают на сохранение общих регионально-геохимических тенденций.

Таблица 51

Сравнительная характеристика рудных полей Осоговского района

Распространенность минералов, %	Рудные поля		
	Лебницкое	Руенское	Пецовское
Главные, 1—30	Кварц, карбонаты, галенит, сфалерит, пирит	Кварц, пирит, карбонаты, галенит, сфалерит, эпидот	Пирит, кварц
Второстепенные, 0,1—1	Халькопирит, каолинит, серицит, хлорит, барит	Арсенопирит, халькопирит, пирротин	Арсенопирит, пирротин, гематит, магнетит, галенит, сфалерит
Редкие, 0,1	Теннантит	Теннантит	Эпидот, кальцит

Таким образом, из рассмотрения региональных геолого-геохимических особенностей свинцово-цинковых месторождений в пределах Родопского массива видно, что каждой геологической обстановке соответствуют месторождения со специфическими минералого-геохимическими чертами.

В отличие от рассмотренных участков Родопского массива, в которых развита свинцово-цинковая минерализация, остальная территория Средних Родоп, а также Западно-Родопский блок характеризуются существенно иными геолого-тектоническими и металлогеническими особенностями. Так, в пределах западной части Средних Родоп, которая испытывала наиболее устойчивое и длительное поднятие в предрудное время, в наибольшем удалении от палеоген-неогеновых впадин известно резко обедненное сульфидами кварц-вольфрамовое месторождение Грычарница (см. рис. 45). Еще западнее, уже около края круп-

ной палеоген-неогеновой грабен-депрессии (бассейн р. Места), расположено обогащенное сульфидами комплексное молибденит-свинцово-цинковое месторождение Бабек. Это месторождение представлено пологими кварц-сульфидными жилами, залегающими в грейзенизированных гранитах и частично в гнейсах. Минерализация представлена кварц-молибденитовыми с пиритом и галенит-сфалеритовыми прожилками. Для руд весьма характерно повышенное содержание висмута (висмутин, висмут самородный и др.) — 0,05% Вi в руде, а также наличие золота (5—6 г/т) и серебра (19—20 г/т). К этой же Местенской грабен-депрессии так же, как и к сходной Струмской структуре, приурочены мелкие проявления галенит-сфалеритовой минерализации, а также антимонитовое рудопроявление (Рыбково). При этом сурьмяная минерализация находится непосредственно в пределах кайнозойской грабен-депрессии, располагаясь рядом с выходом андезитов (см. рис. 45). Западнее Струмской грабен-депрессии, в прибортовой ее части, расположено флюоритовое месторождение (Славянка), а в Пиринском поднятии — кварц-молибденовое малосульфидное рудопроявление — Синаница. Последнее находится в поднятом блоке примерно в 7—8 км восточнее края Струмской депрессии. Интересно отметить, что упоминавшееся ранее флюоритовое месторождение Михалково, расположенное в Средних Родопах, занимает очень сходное геологическое положение с месторождением Славянка — оно находится в пределах Чернатицкого поднятия, поблизости от края крупной молодой впадины.

### Свинцово-цинковая минерализация Северо-Западной Болгарии

Большая часть этой области, как и территория Родоп, имела длительный устойчивый геантиклинальный характер развития, о чем свидетельствуют незначительные мощности и континентальный характер карбона, перми и триаса. В юре наступает частичное и неглубокое погружение некоторых участков этой территории с образованием отдельных депрессий. В более позднее время рассматриваемая площадь вела себя тектонически пассивно и почти вся являлась консолидированной структурой. На рассматриваемой территории развиты различного типа свинцово-цинковые месторождения, а также проявления медной, золоторудной, молибденовой, железорудной и другой эндогенной минерализации. Возраст образования месторождений не ясен: одни считают месторождения, залегающие в древних породах, верхнепалеозойскими, другие — более молодыми. Цифры абсолютного возраста оруденения, полученные пересчетом (методом А. И. Тугаринова) по соотношению  $Rb^{206}$  к  $Rb^{204}$ , показали, что возраст свинцов Чипровского месторождения древнее маданских на 200 млн. лет (Минчева-Стефанова и др., 1965). Некоторые исследователи склонны считать разные типы оруденения в районе разновозрастными.

Наибольший интерес в отношении свинцово-цинковой минерализации представляют Чипровский и Врачанский рудные районы.

Чипровский рудный район приурочен к Чипровско-Берковскому поднятию, сложенному палеозойскими метаморфическими породами — филлитами, мраморами и др., а также интрузивными породами от габбро до гранитов. Отличающееся по составу оруденения приурочено к различным частям поднятия: свинцово-цинковое и медное к краевой, остальное — к удаленной от

края. Причем смена разных типов минерализации вполне закономерна и происходит на протяжении нескольких километров. Ближе всего к краю поднятия расположено Чипровское карбонат-галенит-сфалеритовое месторождение (Димитров, 1963). Его ближайший к краю восточный фланг обогащен золото-серебро-свинцовой (золото самородное, сульфосоли серебра, галенит), сурьмяной (антимонит), иногда киноварной минерализацией, а на западном фланге распространена арсенопирит-пиритовая, иногда с флюоритом, висмутосодержащая ассоциация. Рудные тела Чипровского месторождения ассоциированы с многочисленными дайками диабазов, диоритовых порфиров, кварцевых диоритов. Они залегают в мраморах и представлены сидеритом и галенитом. В подчиненном количестве встречаются барит, кварц, сфалерит, пирит, халькопирит, гематит, арсенопирит. Соотношение  $Pb:Zn$  близко к  $1:0,1$ . Характернейшей особенностью руд месторождения является весьма широкое по сравнению с другими месторождениями Болгарии развитие минералов серебра (прустит, шираргирита, самородного серебра, овихита и др.), а также серебросодержащих тетраэдрита (до  $8280 \text{ г/т}$ ), буланжерита и бурнонита (до  $425 \text{ г/т}$ ). В галените установлено  $2919 \text{ г/т}$  серебра,  $100-1060 \text{ г/т}$  висмута,  $100 \text{ г/т}$  селена и сурьмы и повышенные содержания золота (около  $10 \text{ г/т}$ ). В сфалерите в среднем  $60 \text{ г/т}$  индия,  $45 \text{ г/т}$  галлия и очень высокие содержания —  $7500 \text{ г/т}$  — кадмия. По данным Н. Обретенова, в восточном, ближнем к краевой части поднятия участке, обогащенном сурьмой и золотом, содержатся наиболее высокие количества свинца и серебра (отношение  $Pb:Ag$  близко к  $100:1$ ). Самое низкое содержание свинца характерно для арсенопирит-пиритовых руд западного участка месторождения. После незначительного перерыва по направлению к центральной части поднятия в контакте с кварцевыми диоритами развита молибденит-шеелитовая скарновая минерализация (гранат, пироксен, эпидот, плагиоклаз) месторождения Прекоп. Кроме перечисленных минералов, в рудах установлены магнетит, пирит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, рефбанит, сфалерит, галенит, кварц и карбонаты. Содержание рения в молибдените, по данным Е. А. Алексиева,  $30-40 \text{ г/т}$ , что довольно обычно для этого типа месторождений. На этой же площади в мраморах проявлены обособленно от молибденит-шеелитовых магнетитовых скарновых залежи, содержащие довольно значительные количества арсенопирита и пирротина, а также редко галенит и аргентит.

В этом же Берковском поднятии, северо-западнее г. Белоградчик, известна комплексная  $Pb-Zn-Mo-Vi$  минерализация участка Шастия.

Врачанский рудный район располагается недалеко от края Мизийской платформы, в пределах одного из относительно опущенных блоков Западно-Балканской области, среди моноклинально залегающих карбонатных пород триаса и юры. В пределах изометричной брахиформной горст-депрессии известна структура известно более десяти мелких рудопроявлений медно-свинцово-цинковых, медных и свинцово-цинковых руд стратиформного типа. В распределении различных типов руд как будто бы намечается некоторая региональная зональность, которая выражается в тяготении свинцово-цинковой минерализации к краевой части грабен-депрессии (Седмочисленцы и др.), а медной — к наиболее удаленной от края (Плакалница, Боров Камень и др.). При этом, как отмечает Г. А. Твалчрелидзе, в краевой части преимущественно развиты мономинеральные полиметаллические руды и безрудные баритовые жилы.

Возраст оруденения не ясен. Верхняя граница принимается по наличию оруденения в отложениях низов лейаса как доверхнелейасовая.

Типичным представителем наиболее распространенных в районе медь-содержащих свинцово-цинковых месторождений является месторождение Седмочисленцы. Метасоматические прожилково-вкрапленные руды этого месторождения образуют линзообразные тела в окварцованных и баритизированных доломитах. Главные рудные минералы — галенит, преобладающий над остальными сульфидами, сфалерит, вюрцит, халькопирит, пирит, борнит, теннантит. Довольно часто, особенно в медных рудах, встречаются халькозин, штрмейерит и другие серебряные минералы (пираргирит, стефанит, полибазит, самородное серебро, миаргирит). Отношение Pb : Zn близко к 3 : 1. Оруденение прослежено более чем на 400 м. Из жильных минералов наиболее типичны доломит, кальцит, а также кварц и барит, встречается целестин. Состав медных минеральных ассоциаций с глубиной изменяется, в средних частях месторождения преимущественным распространением пользуется халькозин-теннантитовый парагенезис, содержащий 50 г/м серебра и ассоциирующий со свинцово-цинковым оруденением, ниже идут смешанные руды, а на самых нижних горизонтах борнит-теннантит-халькозиновая ассоциация. С последней связаны наибольшие количества барита и наиболее высокие количества серебра 300—400 г/м. Весьма типичен для руд месторождения таллий (сотые доли процента) в сфалеритах и пиритах и менее (30 г/м) в галенитах. Наоборот, содержания висмута, селена, теллура, рения и других элементов низкие.

Содержание этих элементов в борните (месторождение Плакалница) такое же низкое, как и благородных металлов (г/м): Pt — следы; Pd — 0,03; Rh — 0,03; Au — 0,01.

### Медная, медно-молибденовая и молибденовая минерализация зоны Балканид

Зона так называемой Балканской складчатости занимает среднюю осевую часть Болгарии, располагаясь между Родопским массивом и Мизийской плитой (см. рис. 45). Балканиды — понятие собирательное, включающее в себя несколько совершенно различных по геологической истории, магматизму и оруденению тектонических элементов. При этом в распределении минерализации большая роль принадлежит не только выделяемым широтным зонам первого порядка (Предбалканской, Балканской, Среднегорской), но и более мелким тектоническим элементам в пределах каждой из них (поднятиям, прогибам и т. д.). Б. Богданов и др. (1970), рассматривая рудные формации Балканид, отмечали, что для восточной части этой территории характерно развитие железо-медно-колчеданного оруденения и спилит-диабазового магматизма, а также медно-полиметаллических месторождений и трахиандезитовых габбро-сиенитовых пород, тогда как барит-медно-колчеданно-полиметаллическая минерализация, связанная с проявлениями андезитового магматизма, приурочена к центральной части Среднегорской зоны. Мы кратко рассмотрим историю развития различных тектонических элементов, обратив особое внимание на выявление рудоконтролирующих условий и структур.

Только средняя часть Среднегорья развивалась на палеозойском поднятии, приуроченном к Родопскому массиву. Остальная территория, за исключением

небольших блоков в зонах Крайштитид и Сакар-Странджи, унаследовала область мезозойского (Т—J) прогиба и осадконакопления. В это время здесь откладывались сходные континентальные, а затем эпиконтинентальные карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. Только в Восточных Балканах происходило образование морского флиша. Особенно широким распространением триасовые—юрские осадки пользуются на территории Предбалканской зоны краевого приплатформенного прогиба (в отношении эндогенного оруденения этот район признан бесперспективным, Йовчев, 1965; Гвалчрелидзе, 1967.) Осадочные породы этого возраста развиты также в Западно-Балканской, Сакар-Странджинской и Крайштитидской зонах. В первой из них встречается уже охарактеризованное нами своеобразное свинцово-цинковое (Чипровцы, Седмочисленцы и др.), золоторудное (Гаведжа), молибденовое и железорудное (Прекоп, Мартыново) оруденение; во второй — медная, молибденовая и железорудная (Малко-Тырново и др.) минерализация. Третья область перспективна на золотое оруденение.

Остальные интересные нас территории Балканид характеризовались особенно контрастными тектоническими движениями в меловое время. Это относится ко всем продольным тектоническим зонам первого порядка восточного сегмента Балканид. В целом вся данная территория характеризовалась интенсивным прогибанием, особенно в верхнемеловое время, с образованием мощного вулканогенно-осадочного комплекса, выше которого следует флишевые отложения. Центральный сегмент в пределах Среднегорской зоны отличался контрастным развитием отдельных широтных блоков, которые окончательно оформились как грабены и горсты к верхнемеловому времени. В это время в грабенах здесь отлагались вулканогенно-осадочные породы большой мощности. Это песчано-мергельно-карбонатные осадки, чередующиеся с вулканическими образованиями. Мощность разреза местами превышает 2 км. Р. Иванов (1965) выделил три фазы верхнемелового—палеоценового вулканизма. Вулканическая деятельность первых двух фаз привела к образованию недифференцированных, главным образом вулканических, продуктов андезитового и латитового состава. Отмечается повышенная щелочность эффузивов Причерноморской зоны, в которой латиты пользуются самым широким распространением (Бургасский район). Здесь также известны трахиты — до калиево-щелочных трахитов, базитов и ультрабазитов. К третьей фазе относятся экструзивные до субвулканических интрузивные тела преимущественно латитового состава. Экструзивно-интрузивные образования («ларамийские плутоны» Г. Штилле) формировались в инверсионных поднятиях и являются по Р. Иванову типично посторогенными. Это сложные дифференцированные интрузивные тела трещинного типа, сложенные породами разной кислотности от габбро (иногда даже от пироксенитов) через монзониты (главная масса) до адамеллитов, граносиенитов и аплит-гранитов. Почти все крупные тела сопровождаются серией даек, характеризующихся сходными петрохимическими особенностями. Интересно, что с запада на восток в сторону Черного моря повышается калиевая щелочность и тех и других. Только для восточной причерноморской территории Среднегорья характерны К-щелочные трахиты и другие субвулканические породы с резко повышенной калиевой щелочностью. Р. Иванов, детально рассматривая этот вопрос, обратил внимание, что совершенно симметрично по другую сторону Черного моря, в Аджаро-Триалетской зоне, по данным

Г. С. Дзоценидзе (1948), в направлении к побережью также появляются изверженные породы повышенной щелочности. Это свидетельствует о влиянии территории акватории Черного моря на характер эндогенных процессов. Р. Иванов, впервые поставивший этот вопрос, считает, что повышение щелочности связано с влиянием коры океанического типа; мы, вслед за Е. Е. Милановским, предполагаем, что это скорее свидетельствует о том, что в рассматриваемое третичное время Черное море представляло собой стабильный относительно поднятый блок. Об этом свидетельствует расширение Среднегорской и Аджаро-Триалетской зон в сторону моря, затухание в этом же направлении складчатости и повышение стабильности.

Металлогения поднятых и опущенных частей на территории Балканид, как и в Родопском срединном массиве, значительно отличается. Для поднятых блоков характерны довольно редкие проявления молибденовой и медно-молибденовой минерализации, для опущенных — широкое развитие главных образцов медного оруденения.

Кратко остановимся на имеющихся данных по геолого-геохимическим особенностям некоторых геолого-тектонических единиц рассматриваемой территории.

### Медная и полиметаллическая минерализация Центрального Среднегорья

В средней части Среднегорской области контрастно развивались блоки противоположного знака перемещения — горст-антиклинали и горст-синклинали.

Начиная с юры, в нисходящие движения были вовлечены краевые части этой территории (Панагюрский, Чирпанский районы), тогда как большая часть ее представляла собой сушу. В верхнемеловое время в результате образования протяженных горстовых структур накопились мощные толщи верхнемеловых осадков с большим количеством андезитов сенонского времени. Именно в этих районах сосредоточено основное медное оруденение Болгарии. Одновременно с этим были оформлены горстовые структуры (см. рис. 45), которые явились местом сосредоточения ларамийских гранитоидов, сопровождаемых молибденовой и медно-молибденовой минерализацией.

Подчеркнем, что все известные на сегодняшний день в пределах этих районов молибденовые (малосульфидные) и медно-молибденовые месторождения четко приурочены к краевым частям горстов, тогда как медные месторождения выходят за их пределы и располагаются в обрамляющих грабен-депрессиях, чаще в бортовых участках последних (рис. 47).

Наиболее типичные месторождения Центрального Среднегорья развиты в Златицком и Панагюрском рудных районах. Вместе они образуют вытянутую в северо-западном направлении площадь длиной около 50 км при ширине 10—20 км. Этот район является чисто географической единицей, так как охватывает различные геологические структуры. Вместе с тем одновременное образование различных его частей и контрастный тип их развития дают прекрасный пример региональной зональности оруденения. В пределах западной части рассматриваемого района, недалеко от южного края наиболее крупного Среднегорского поднятия, расположено медно-молибденовое месторождение Медет. Месторождение приурочено к западной оконечности Среднегорского

батолитоподобного выхода биотитовых гранитоидов и залегает на контакте порфиридных гранодиоритов с монцонитами. Штокверковое оруденение приурочено к апофизе штока ларамийских монцонитов, прорывающих среднеюрские граниты, и образовалось после внедрения дайкового комплекса. Главные рудные минералы — халькопирит, пирит и молибденит; жильные — кварц и цеолиты. Соотношение  $Cu : Mo$  низкое — около 40 : 1, при высоком значении коэффициента корреляции между этими металлами. В молибдените содержатся (в  $g/m$ ) повышенные количества рения (в среднем 1155), в халькопирите золота 2, серебра 40, селена 157, платины 0,2, палладия 0,1 и родия 0,02.

В 12 км северо-западнее Медета, уже за пределами Среднегорского поднятия, в грабене расположено интересное медное месторождение Челопеч (Терзиев, 1966). Узкий рудовмещающий грабень ( $18 \times 4$  км) выполнен меловыми эффузивными и молассовыми отложениями и как бы зажат между Среднегорским и расположенными севернее горстами. Многочисленные линзо- и столбообразные рудные тела месторождения приурочены к интенсивно измененным туфобрекчиям андезитов. Рудовмещающие андезиты окварцованы (халцедон), алунитизированы и регионально пропилитизированы. Глубина оруденения не менее 600 м. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит и, что довольно специфично, теннантит, энаргит, борнит, люционит. Кроме того, часто встречаются галенит, сфалерит, минералы

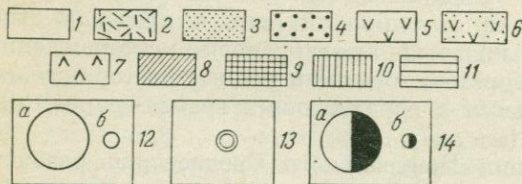
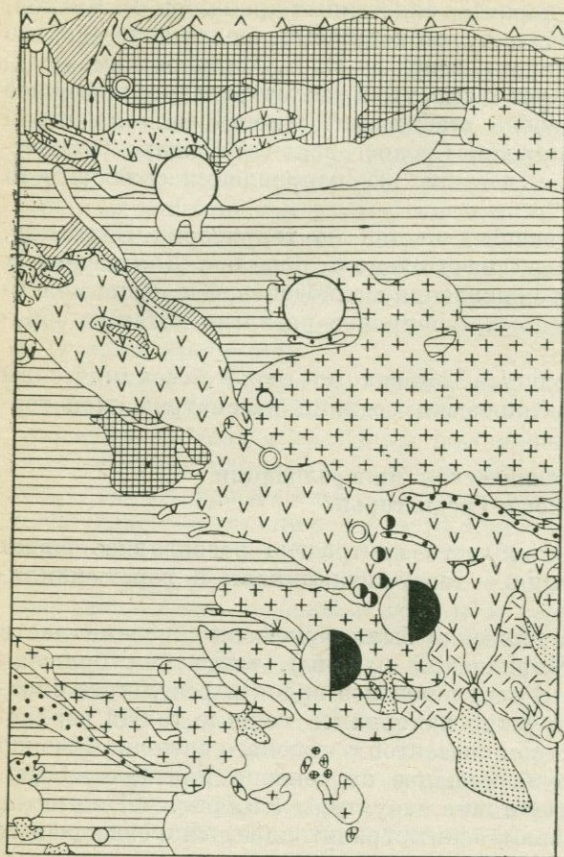


Рис. 47. Распределение медных и молибденовых месторождений в Златицко-Панагюрском районе

1 — четвертичные речные наносы; 2 — четвертичные делювиальные отложения; 3 — четвертичные лёссовидные отложения; 4 — олигоцен; 5 — верхнемеловые (главным образом сенонские) андезиты, дациты; 6 — туронские отложения; 7 — нижняя и средняя юра; 8 — средний и верхний триас; 9 — нижнекарбонные и другие гранитоиды; 10 — верхнекарбонные отложения; 11 — протерозойские метаморфические породы; 12 — медные месторождения (а) и рудопоявления (б); 13 — меднопорфировая минерализация 14 — медно- и серноколчеданные месторождения (а) и рудопоявления (б)

серебра, теллура, золота и многих других элементов. Жильные минералы в основном представлены баритом, кальцитом, серицитом и хлоритом, а также опалом и адуляром. Руды нередко колломорфные и несут повышенные количества мышьяка (около 1%), сурьмы (0,5%), золота, теллура, висмута и серебра и др. Многие из этих элементов образуют самостоятельные минералы. Г. И. Терзиевым (1966) установлено довольно широкое развитие в рудах реньерита, нагиагита, галита, теллура самородного, алтаита, сильванита, костовита, теллуровисмутита, тетрадимита, виттихенита, ширмерита и других минералов редких элементов. На месторождении четко проявлена вертикальная зональность, которая заключается в смене (сверху вниз) галенит-сфалеритового парагенезиса халькопиритовым, затем теннантитовым, энаргит-люционитовым и, наконец, борнитовым. Горизонтальная зональность оруденения не изучена. Однако имеются данные о некоторой разобщенности медной и золоторудной минерализации. Так, наиболее высокие содержания золота установлены на фланге медных руд (участок Негырштица).

Говоря о региональной зональности оруденения в пределах всего рассматриваемого района, следует отметить, что к расположенному севернее Челопечского грабена горсту приурочено медно-молибденовое месторождение Елаците. Оно находится в краевой части горстового поднятия, сходно с Медетским, но содержит более высокие концентрации молибдена, а также золота и теллура.

Аналогичная смена типов минерализации при переходе от горстов к грабенам наблюдается и в других случаях. Так, если проследживать изменение оруденения к югу от месторождения Медет, то можно видеть, что сначала уже, по-видимому, в бортовой части грабена расположена обедненная молибденом прожилково-вкрапленная медная минерализация порфирового типа (Влайков Врых и Петелово), а затем уже в пределах внутренних частей грабенов — колчеданные и серноколчеданные руды (месторождения Радка, Красен, Елшица и др.). Перечисленные колчеданные месторождения, содержащие большие или меньшие количества халькопирита, сфалерита, борнита, теннантита, тетраэдрита, галенита, энаргита, а также барита, гипса, ангидрита и других минералов, залегают в пропилитизированных, аргиллизированных, алунитизированных дацитах (Радонова, 1962). В рудах присутствуют минералы серебра, висмута и золота. Повышенные содержания этих элементов устанавливаются и в главных рудообразующих минералах.

Как подчеркнул Г. А. Твалчрелидзе (1967), указанные месторождения тяготеют к стыку контрастных тектонических структур. При этом необходимо добавить, что молибденовая минерализация, в том числе и медно-молибденовые порфировые руды, приурочены к периферическим частям поднятий, а медные месторождения колчеданного типа расположены ближе к краевым участкам опусканий. Это обуславливает четкую региональную зональность оруденения с наличием переходных типов в промежуточных геологических условиях (Влайков Врых, Петелово и др.).

Некоторые месторождения поднятых участков Центрального Среднегорья характеризуются наличием редкого для Болгарии касситерита. Так, например, он установлен М. Стайковым в кварц-мусковитовых грейзенах, предшествовавших молибденит-серицитовой минерализации месторождения Долно Паничерево.

## Медная и медно-полиметаллическая минерализация Восточного Среднегорья

Территория Восточного Среднегорья характеризуется наиболее устойчивым и длительным прогибанием и осадконакоплением. Особенно широким распространением здесь пользуются верхнемеловые эффузивно-осадочные отложения. В изолированных впадинах накапливались третичные и четвертичные отложения. Более всего они распространены в Бургасском и Ямбольском районах, которые одновременно характеризуются широким развитием типичной для рассматриваемой территории комплексной медной минерализации.

Детали регионально-геологического положения месторождений не совсем ясны (Васильев, 1959; Гвалчрелидзе, 1967).

Месторождения Бургасского района (Росен, Вырли-Бряг) расположены около Черноморской впадины в краевых частях палеогеновых грабен-депрессий. Считается, что обширный верхнемеловой Бургасский синклиниорий перекрывает крупный стабильный блок фундамента (Р. Иванов, 1965). При этом как в меловое, так и в позднее время развивались горстовые и грабеновые структуры. Эти различия, по-видимому, и определили специфику рудной минерализации. Кварц-карбонат-халькопиритовая минерализация Вырли-Бряга приурочена к эффузивным породам и выклинивается в интрузивных монцонитах и сиенитах. Оруденение приурочено к весьма протяженной зоне дробления (7 км). Кроме халькопирита в рудах отмечаются гематит, пирит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин, ковеллин. Из нерудных вместе с кварцем и карбонатами содержатся халцедон, цеолиты и барит. В рудах находятся повышенные количества висмута (более 1% в халькопирите), серебро, золото, кадмий и другие элементы, содержание которых в халькопирите в среднем составляет 160, 2,5 и 70 г/т соответственно.

Месторождения Росенского рудного поля залегают вдоль контакта верхнемеловых эффузивов и монцонит-сиенитов и по типу очень близки к медно-молибденовым порфирировым рудам.

Наличие здесь медно-молибденовой минерализации с геологической точки зрения неясно, если не принять точку зрения Е. Е. Милановского, что область акватории Черного моря в интересующее нас время являлась стабильным поднятием. Тогда месторождения Росенского и других причерноморских рудных полей попадают в краевую часть этого впоследствии обращенного поднятия, что, как мы видели, весьма типично для медно-молибденовых и других редкометалльно-сульфидных руд.

Данные гравиметрических съемок показывают, что территория восточного континентального сегмента Балканид имеет сложное блоковое строение. Однако контуры этих блоков не всегда ясны, поэтому в настоящее время обоснованно говорить об их роли в распределении оруденения затруднительно.

Это полностью относится к расположенному в западной части рассматриваемой территории галенит-сфалерит-халькопиритовому месторождению Бакаджик. Прожилковое оруденение залегает в интенсивно метаморфизованных (фельдшпатизированных, хлоритизированных и окварцованных) верхнемеловых эффузивах (базальтах, пикритах и их туфах). Главные рудные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит; часто встречается спекуларит. Соотношение Pb : Zn : Cu близко к 1 : 0,5 : 0,3. Руды характеризуются высоким

содержанием золота, которое в некоторых пробах достигало 900 г/т. Кроме того, типичны серебро и висмут, содержание которых в главных рудных минералах следующее (г/т): Ag : галенит — 348; халькопирит — 156; сфалерит — 86; Вi : галенит — 700; халькопирит — 160; сфалерит — 50. По содержанию перечисленных элементов и, по-видимому, в какой-то мере по геологическому положению месторождение Бакаджик напоминает месторождение Челопеч.

В других районах Восточных Балканид общий характер распределения месторождений сохраняется. С эффузивными комплексами и участками дорудных опусканий связаны медные колчеданные руды (Граматиково и др.), с интрузивными породами в поднятых блоках — медно-молибденовые (Малко-Тырново). В целом создается впечатление, что в третичное предрудное время вся эта территория характеризовалась весьма сходным тектоническим режимом, что и было отражено на металлогенической схеме, составленной Г. А. Твалчредидзе (1967). Об этом же свидетельствуют последние геофизические данные (Добрев и др., 1967).

В заключение краткого обзора регионально-геохимических особенностей некоторых рудных месторождений и районов Болгарии отметим, что приведенные данные, несмотря на недостаточную детальность имеющихся палеотектонических построений, дают дополнительный материал для понимания связей между характером вертикальных тектонических перемещений и минералогеохимическими особенностями некоторых типов эндогенных руд.

Довольно сходны и закономерности размещения третичной минерализации Югославии (Jankovic, 1965). В зоне, относящейся к Сербско-Македонскому поднятию, которое является продолжением Родопского срединного массива, известны молибденовые (Мачкатаца) и шеелитовые (Юрия) рудопроявления, связанные с молодыми гранитоидами, а также свинцово-цинковые месторождения, ассоциированные с третичными андезит-дацитовыми породами в наложенных депрессионных структурах. Если рассматривать еще большую площадь, как это делает А. А. Малахов (1962), то можно сказать следующее. В Восточно-Сербской зоне широкого развития сенонских пирокластических пород и крупных грабен-депрессий, заполненных третичными эффузивами, главным образом андезитового состава, распространены медная халькопирит-борнит-энаргитовая минерализация (Бор, Майданпек и др.), а также медно-магнетитовые и магнетитовые рудопроявления. По данным А. А. Малахова (1962), эта зона является продолжением области Среднегорья Болгарии и Черноморского побережья Анатолии. Южнее этого медного пояса, в составе которого весьма существенное значение имеет также золоторудная минерализация, а в северной внешней его части молибден, расположена зона преимущественного распространения свинцово-цинковой минерализации. Свинцово-цинковые месторождения начинаются от р. Дунай и протягиваются широкой полосой в Малую Азию на расстояние более 2000 км. Кроме только что охарактеризованных месторождений Родопского массива Болгарии, сюда относятся обогащенные серебром, висмутом и кадмием месторождения Трещча, Ново Брдо, Радуловац, Добрево, Златица и др. в Югославии, месторождения Кассандра и Олилепис — Калхидского полуострова, Карасу, Бальямаден и др. — Северной Анатолии и т. д. Нередко в рудах этих месторождений содержится антимонит (Караманица и др.), а иногда золото (о-в Тасос и др.). Во многих местах в наложенных эффузивных впадинах широко распространены самостоятельные антимонитовые

(Заяча, Костайник, Столице Калеми, Майдан, Инликция и др.) и реальгар-аурипигментовые (Сува Река, Зерных, Майдан и др.) проявления.

Далее, после зоны широкого распространения хромитовых месторождений, вновь идут южные свинцово-цинковый, а затем золото-медный пояса. Если следовать еще далее на юго-запад, то в переходной зоне между Юлийскими Альпами и Динаридами расположены сурьмяные и ртутные месторождения (Идрия, Космат и др.). Подчеркнем, что для ртутной и сурьмяной минерализации Средиземноморской зоны в целом (так же как и для Тихоокеанской) характерно расположение в самых внешних, обычно прибрежных, зонах. Чаще всего ртутные и сурьмяные месторождения сменяют свинцово-цинковую минерализацию. Такие примеры известны в Турции, где на побережьях и Черного и Средиземного морей известны ртутные месторождения, в Италии (Монте-Амиата). Интересно, что в Италии в береговой зоне в районе Ниццы проходит протяженный пояс реальгар-аурипигментовых рудопроявлений, а в Югославии по мере удаления от побережья Средиземного моря в рудах, кроме киновари, все более широким распространением пользуются антимонит и вольфрамит.

Большой интерес представляют данные по закономерностям размещения магматических пород и месторождений Кавказа, известные по работам В. И. Смирнова (1962), Г. Д. Афанасьева, Р. Н. Абдуллаева, Ш. А. Азизбекова и др. (1968), В. Б. Черницина (1967), Г. А. Твалчрелидзе (1968), И. Г. Магакьяна (1960) и других исследователей. По Г. А. Твалчрелидзе (1968), наиболее четко зональность в размещении оруденения проявилась на Большом Кавказе, где соприкасаются зоны резко различного тектонического развития Передового и Главного хребтов. Первая из них характеризовалась режимом интенсивного прогибания и накопления вулканогенно-осадочных отложений основного состава многокилометровой мощности; вторая — режимом устойчивого геосинклинального поднятия, включающегося в альпийскую зону Тетиса. В глубоководном прогибе Передового хребта образовались известные медноколчеданные месторождения (Уруп, Бескес и др.), а в более позднем прогибе обогащенное свинцом месторождение Худес и др. (Смирнов, 1962). На территории поднятия Главного Кавказского хребта в связи с гранитоидными массивами повышенной основности развиты многочисленные рудопроявления арсенопирита, шеелита, молибденита, касситерита и других элементов (Тырны-Ауз, Кти-Теберда и др.).

Характерна приуроченность наиболее существенных проявлений сульфидной минерализации к северной краевой части поднятия (Черницин, 1967). Примечательно также, что, если судить по данным О. Ш. Надарейшвили, в Кти-тебердинском рудном поле по направлению от центральной части горста Главного Кавказского хребта к периферии происходит смена кварц-вольфрамитовой минерализации на шеелит-арсенопиритовую. Такое распределение минеральных парагенезисов считается типичным для всего Главного хребта (Магакьян, 1960; Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965; Твалчрелидзе, 1968).

На территории Малого Кавказа выделяется несколько тектоно-металлогенических зон:

1. Аджаро-Триалетская зона довольно интенсивных нисходящих перемещений и накопления мощных диабаз-спилит-порфировых вулканитов, карбонатных и флишoidных осадков верхнеюрско-палеогенового возраста. В западной, наиболее прогнутой, части зоны сконцентрированы медно-поли-

металлические, скарновые железорудные, золото-полиметаллические и серноколчеданные рудопоявления.

2. Сходная с первой Сомхито-Карабахская зона нисходящих предрудных перемещений и накопления мощных отложений дацит-альбитофирового и кварц-кератофирового состава с юрскими серноколчеданными и многочисленными медно-полиметаллическими золотосодержащими месторождениями (Алаверды, Шамлуг, Кафан, Ахтала, Маднеули и др.), которые приурочены к относительно поднятым участкам зоны. В полосе наиболее интенсивных опусканий этой зоны сосредоточены железо-марганцевые месторождения, обогащенные таллием. С интрузивным магматизмом связаны мезозойские гранитоиды повышенной основности и железорудные, кобальтовые и медные месторождения (Дашкесан, Кобх, Сусимадан и др.).

3. Севано-Курдистанская зона глубинных разломов, характеризующаяся наличием гипербазитов с хромитовым (Гейдара и др.), титаномагнетитовым и платиносодержащим оруденением, а также серноколчеданной минерализацией (Чибухлы, Танзут), связанной с мощными толщами вулканитов. В ассоциации с более молодыми плагиигранитами в этой зоне встречаются сульфидные рудопоявления золота, ртути и сурьмы.

4. Мисхано-Зангезурская зона, которая в отличие от всех только что рассмотренных в предрудное время развивалась в значительной степени по типу поднятия. После кратковременного погружения под уровень моря в позднем мезозое и раннем палеогене, когда здесь отложились маломощные мергельная и вулканогенная толщи, зона испытывала интенсивное поднятие и гранитоидный магматизм. Последние имеют монзонит-гранодиоритовый состав, приурочены к относительно поднятым блокам земной коры и характеризуются широким развитием медно-молибденовой минерализации (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Парагачай) с повышенными содержаниями рения, селена и теллура. Здесь же известны небольшие гюбнерит-шеелитовые (Кызыл-Чанглы) и железорудные скарновые (Судагян и др.) проявления. В относительно более опущенных участках рассматриваемой зоны в эоценовых вулканитах залегают галенит-сфалеритовые, нередко золотосодержащие, рудопоявления (Аткиз, Агдара, Пухрут и др.).

## РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ЧАСТЕЙ ЕВРАЗИИ

Геолого-геохимические особенности оруденения для рассматриваемой территории лучше всего показать на примерах Казахской, Уральской и некоторых других рудных провинций.

*Алтае-Зайсанская* весьма крупная рудная провинция, занимающая значительную часть Казахстана, известна в литературе как классический пример зонального распределения месторождений полезных ископаемых. Начиная с В. П. Нехорошева, многие исследователи указывали на наличие четкой региональной зональности в распределении оруденения (Сатпаев, 1957; Щерба, 1959; Горжевский, Яковлев, 1957; Волочкович и др., 1960; Смирнов, 1963, 1967; Есенов, Кунаев, 1967, 1968, и др.). Выводы по этой территории в целом в значительной мере опирались на данные по отдельным регионам Н. Г. Кассина, а также В. А. Кузнецова, А. К. Каюпова, К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева

по Горному Алтаю; П. Ф. Иванкина, Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского и других по Рудному Алтаю; С. Г. Шавло, Г. Н. Щербы, А. А. Богданова и других по Калбе и Центральному Казахстану и т. д. В. И. Смирнов (1962) приводит наиболее полный металлогенический сравнительный анализ всей Алтае-Зайсанской области в целом. Он приходит к заключению, что развита здесь верхнепалеозойская минерализация приурочена: редкометальная — к разного типа поднятиям, а свинцово-цинковая и медная — к прогибам. Чередование поднятий и прогибов и приводит к четкой контрастной региональной зональности. К сходным выводам пришел К. Л. Волочкович (1967).

Горно-Алтайская зона редкометальной минерализации приурочена к Талицке-Монголо-Алтайскому поднятию. В ней развита молибден-вольфрамовая и вольфрамовая кварцево-жильная, грейзеновая и пегматитовая редкометальная минерализация (Чиндагатуйское, Кок-Кульское, Тургусунское и другие месторождения). Редкометальная минерализация здесь приурочена к различного типа более локальным поднятиям, к районам интенсивного ниже-средне-каменноугольного гранитоидного магматизма. Это, например, Верхне-Иртышская антиклинальная зона, отдельные положительные блоки, граничащие с Локтевско-Караиртышской зоной разломов, и т. д. (Волочкович, Леонтьев, 1964).

Расположенный юго-западнее прогиб Рудного Алтая характеризуется совершенно другим типом минерализации — широким развитием свинцово-цинковой (медной), возраст которой весьма близок и датируется  $288 \pm 7$  млн. лет (Овчинников и др., 1970). Наибольшая роль принадлежит колчеданно-полиметаллическим медно-свинцово-цинковым и полиметаллическим свинцово-цинковым рудам, содержащим повышенные концентрации селена, теллура, золота, висмута, галлия, кадмия, серебра, таллия и других элементов-примесей. Как показал А. А. Гармаш, элементы начала приведенного ряда более типичны для руд, обогащенных медной составляющей, а конца ряда — для свинцовых руд. Особенно четко это проявляется в составе минералов теллура.

В распределении рудноалтайских месторождений различного состава устанавливаются определенные закономерности, проявляющиеся в поперечной и продольной региональной зональности (Горжевский и др., 1957; Иванкин и др., 1961; Каюпов, 1960; Гармаш и др., 1967; Яковлев, 1959; Баранов, 1970). По данным В. Д. Баранова, если рассматривать совместно Рудный и Южный Алтай, то с востока на запад поперек рудного пояса существенно свинцовые руды, заключенные в небольших месторождениях Южного Алтая (Никитинская, Кизил-Секирская группы месторождений), сменяются гораздо более крупными месторождениями центральной и северной частей Рудного Алтая колчеданно-полиметаллического (Змеиногорское, Лениногорское, Зыряновское и др.), а еще западнее — медноколчеданного типа (Николаевское, Орловское, Иртышское и др.). Геологические причины увеличения в рудах с востока на запад пиритовой (пирротиновой) и халькопиритовой составляющих до конца не выяснены. В. Д. Баранов показал, что в этом направлении в составе средне-верхнепалеозойских пород ( $D_2$ — $C_1$ ) происходит увеличение роли эффузивных пород. Аспидная формация сменяется флишеидной, затем терригенно-вулканогенной (андезит-диабазовой) и карбонатно-вулканогенной (порфировой). Одновременно снижаются максимальные мощности отложений от 15 км на востоке до 6—7 км на западе. Имеются также данные, что западная часть Рудного Алтая (Иртышская и Алейско-Иртышская зоны) отличается от осталь-

ных наличием эффузивных пород, образовавшихся непосредственно в предрудное время ( $C_3-P_1$ ). Характер связи различных типов месторождений Рудного Алтая с более частными тектоническими структурами (поднятиями, прогибами) изучен недостаточно. В Алейско-Иртышской зоне колчеданно-полиметаллические месторождения связываются с Алейским антиклинорием, а немногочисленные полиметаллические — с Быструшиным синклиорием. В Змеиногорско-Зырянской зоне, наоборот, считается, что колчеданно-полиметаллические месторождения формируются в наиболее мобильных участках относительно глубокого прогибания, а полиметаллические — в более поднятых участках. Мы полагаем, что результаты наблюдений в Змеиногорско-Зырянском районе больше соответствуют действительности и что большинство колчеданно-полиметаллических месторождений Алейской зоны приурочено к краевым участкам позднегерцинских наложенных прогибов.

Юго-западнее рассмотренного района расположено крупное Калбинское поднятие с пегматитовой и грейзеновой редкометалльной минерализацией (вольфрам, олово и др.), связанной с гранитоидами повышенной кислотности, а также относительно опущенная Чарская зона с золоторудной минерализацией (Бақырчик, Кулуджун и др.), ассоциирующей с диоритовыми и гранодиоритовыми малыми интрузиями (Семенов и др., 1968).

Расположенная еще западнее Чингиз-Тарбагатайская редкометалльная зона, по данным С. М. Бескина, характеризуется следующими особенностями. В грубой схеме тектоническое районирование Чингиза—Тарбагатай может сводиться к выделению нескольких зон северо-западного простиранья, отделенных друг от друга глубинными разломами (с востока на запад):

а) Аркалыкская и прилегающая к ней с востока Максутская зона (последняя относится к Зайсанскому мегасинклиорию, но есть основание считать, что фундамент ее, скрытый под не очень мощным слоем карбонных осадков, аналогичен таковому в Аркалыкской зоне) соответствуют геоантиклиналям, устойчиво воздымавшейся, начиная с карбона (Волочкович, 1967, и др.);

б) Осева Чингизская причленилась к геоантиклиналям и устойчиво воздымается, начиная с ордовика;

в) Западно-Чингизская; воздымается не ранее чем с девона, а до этого в основном погружалась.

Герцинские\* габбро и диориты ( $C_1$ ), гранодиориты ( $C_1$ ), граносиениты ( $C_2?$ ) и биотитовые граниты «батолитического» облика ( $C_3?$ ) распространены довольно равномерно по всему Чингизу. Позднегерцинские гранит-аляскиты (Р) и щелочные граниты (Р—Т) в своем распространении хорошо коррелируются с тектоническим строением региона. Соответственно, зональное распределение приобретает и связанная с ними минерализация.

В Максутской и Аркалыкской зонах распространены: а) массивы субщелочных гранит-аляскитов (Р), часто с хрусталеносными пегматитами или («условно безрудные») с рассеянным акцессорным колумбитом; в качестве исключения иногда с проявлением W—Mo—V минерализации кварцево-жильно-грейзенового типа; б) пояса (поперечные, северо-восточные) малых интрузивов щелочных гранитов (Р—Т), иногда с месторождениями и

\* Каледонские ( $O_3-D_3$ ) интрузивы, которых в Чингизе немало, здесь специально не рассматриваются.

рудопроявлениями Nb—Zr—TR сегрегационно-пегматоидного и метасоматического типов.

В Осовой Чингизской зоне развиты массивы ультракислых гранит-аляскитов (Р) с месторождениями (мелкими) и рудопроявлениями W—Mo—V кварцево-жильно-грейзенового типа (массивов хрусталеносных аляскитов и щелочных гранитов нет).

В Западно-Чингизской зоне массивы позднегерцинских гранит-аляскитов и щелочных гранитов отсутствуют. Для этой зоны характерны гранитоиды повышенной основности и месторождения, главным образом догерцинского возраста (золото, медь, полиметаллы, железо \*), а из герцинских — меднопорфировые и полиметаллические (Бурштейн и др., 1968).

При этом в Аркалыкской и Осовой зонах есть немало рудопроявлений меди, свинца, цинка и золота, но месторождений этих элементов не установлено (Семенов, 1957). В Максутской зоне, кроме того, есть рудопроявления шеелита, связанные с раннегерцинскими гранитоидами.

*Средняя Азия* также характеризуется проявлением региональной зональности в распределении оруденения. Первые крупные обобщения по металлогении этой территории содержатся в работах Б. Н. Наследова 1932—1942 гг. (Наследов, 1961). Он подчеркивает важную роль блоковой тектоники в размещении эндогенного оруденения и указывает на очень слабое проявление в рудных полях горизонтальной и вертикальной зональности по отношению к интрузивным массивам. Наибольшая роль в познании региональной рудоносности этой территории принадлежит А. Е. Ферсману, В. И. Попову, Д. И. Щербакову, Х. М. Абдуллаеву (1960), В. И. Смирнову (1962, 1963), Н. М. Синицину (1959), Ф. И. Вольфсону (1951), Е. Д. Карповой (1968), А. В. Королеву (1948), И. Х. Хамрабаеву (1967), Х. Н. Баймухамедову и др. (1968), К. Л. Бабаеву и др. (1968), В. П. Федорчуку и др. (1958), В. Г. Горьковцу, К. Л. Волочковичу и др.

Е. Д. Карпова (1960) в выводах к работе «Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира» писала: «Необычайно выпукло выступают различия металлогенического облика геосинклинальных и геоантиклинальных зон подвижных поясов. Для первых ведущее значение имеет редкометальная минерализация. . . В геоантиклинальных зонах и наложенных на них депрессиях. . . ведущую роль играет гидротермальное полиметаллическое оруденение. . . Редкометальная минерализация хотя и известна в геоантиклинальных зонах, но промышленное значение имеют лишь единичные месторождения» (стр. 438). Наряду с этим она отмечает, что максимум редкометальной минерализации во всех случаях связан с периодом общего воздымания главной складчатости.

Возраст месторождений различных районов Средней Азии различен, и только для Южного Тянь-Шаня оруденение признается одновозрастным — позднегерцинским, при этом допускается возможность альпийского возраста части сурьмяно-ртутной минерализации (Смирнов, 1963). В. И. Смирнов, рассмотрев рудоносность металлогенических элементов Южного Тянь-Шаня, оконтурил в его пределах внутреннюю зону раннего поднятия с пегматитовым и грейзеновым редкометальным оруденением и Туркестано-Алайско-Нуратинскую и Зеравшано-Гиссарскую периферические зоны геосинклинали со смешанным

\* Там же расположены и интрузивы позднедевонских лейкократовых гранитов, с которыми, возможно, связаны редкометальные рудопроявления.

характером оруденения, в которых наряду со скарнами, пегматитами и грейзенами, несущими мышьяк, вольфрам, молибден, олово и другие редкие элементы, широко развиты сурьмяные, ртутные и свинцово-цинковые месторождения. Кроме того, выделены внешние депрессии геосинклинальной рамы, где к перечисленным месторождениям присоединяются различные гидротермальные месторождения свинца, цинка, мышьяка (арсенопирита), меди, висмута и флюорита. Рассматривая металлогению территории в свете эволюции поднятий и прогибов для Южного Тянь-Шаня, В. И. Смирнов не отметил каких-либо специфических особенностей тех и других, что, как мы считаем, связано с неподходящей тектонической основой, на которой производились соответствующие построения. Это, в частности, следует из работ К. Л. Волочковича, который показал, что редкометальная пегматитовая и грейзеновая минерализация литофильной группы (Карноб, Кетменчи и др.) приурочена в основном к стабильным терригенным поднятиям, характеризующимся наиболее кислым составом гранитоидов. В зонах, переходных к прогибам, широко распространены вольфрамовые, а также оловорудные молибденовые, мышьяковые месторождения скарнового и других типов (Лянгар, Койташ, Майхура и т. д.). С наложенными впадинами, вероятно, связаны золоторудные проявления, а также свинцово-цинковое и сурьмяно-ртутное оруденение (Хайдаркан, Чаувай, Кадамджай). Возраст последних точно не установлен и может оказаться мезо-кайнозойским.

Чередование тектонических зон, характеризующихся различными чертами тектонического строения, и создает региональную контрастную зональность оруденения.

Уральская планетарного масштаба складчатая зона отличается более или менее широким развитием эндогенных месторождений различных металлов, но особенно широким распространением в ней пользуются различные месторождения сидерофильных и близких к ним элементов (С. Иванов, 1969; Овчинников и др., 1962; Сергеевский и др., 1968). Наиболее общей геологической особенностью месторождений Урала, которую впервые в общем виде показал В. И. Смирнов (1962), является весьма четкая приуроченность колчеданных и других сульфидных месторождений к участкам, развивавшимся по типу прогибов, а редкометальных месторождений — к устойчивым поднятиям. Эта генеральная закономерность, которая определяет региональную зональность в размещении минерализации, прослеживается на протяжении всего Урала. Для ее подтверждения приведем некоторые сведения по распределению оруденения на территории Южного Урала, основываясь, в первую очередь, на работах Я. Я. Вецлера, Г. И. Водорезова, В. А. Прокина и П. Ф. Сопко, а также М. Б. Бородаевской и Г. Ф. Яковлева. По данным этих исследователей, на рассматриваемой территории расположено несколько чередующихся поднятий и прогибов первой категории крупности. С запада на восток выделяются: 1) окраина Русской платформы, 2) Предуральский прогиб, 3) Западно-Уральское поднятие, 4) Магнитогорский мегасинклинорий, 5) Восточно-Уральский мегантиклинорий. В пределах этих структур первого порядка выделяется ряд более мелких тектонических подразделений.

Восточная окраина Русской платформы, а также территория Предуральского прогиба, по имеющимся данным, лишены серьезных находок эндогенной рудной минерализации. Западно-Уральское поднятие сложено более или менее метаморфизованными карбонатными и силикатными породами от

верхнекембрийского до нижнекарбонového возраста. Это так называемое поднятие оформилось как таковое в послерудное время. В период же, предшествующий оруденению, данная структура характеризовалась устойчивым прогибанием. Наиболее интенсивным оно было на юге в Сакмарской зоне, где образовались силурийские основные вулканы, содержащие медное оруденение. Широким развитием на территории Западно-Уральской зоны, особенно в восточной ее части, пользуются гипербазитовые и базитовые интрузии, несущие местами хромитовое, ильменит-магнетитовое (Кусинское), а также медное, обогащенное кобальтом и никелем, оруденение, связанное первое — с базальтами, а второе (медное) — с гипербазитами сакмарско-халиловского интрузивного комплекса. В области развития верхнедевонских — нижнекарбонových осадочных пород широким распространением пользуются сидеритовые метасоматические руды бакальского типа, вопрос о генезисе которых непрерывно дискутируется в литературе, магнетитовые месторождения (Саткинское) и несколько проявлений галенит-сфалеритовой минерализации стратиформного типа.

Следующая, более восточная Магнитогорская зона наиболее интенсивного прогибания и накопления мощных толщ, главным образом основных эффузивных и эффузивно-осадочных пород, от силура до перми. Еще более широким распространением, чем в предыдущей зоне, здесь пользуются ультраосновные — основные интрузивные породы, с которыми ассоциированы такие же, как и в первой зоне, полезные ископаемые. Кроме них, а также скарновых магнетитовых и золото-сульфидных руд, в Магнитогорской зоне чрезвычайно широким распространением пользуется медно-цинково-колчеданная минерализация (Учалинское, Сибайское, Гайское и др.). По данным М. Б. Бородаевской и др. (1969), колчеданное оруденение района характеризуется приуроченностью к положительным структурам второго порядка типа вулканокуполов и во всех случаях связано с образованием вулканитов дифференцированного типа как контрастно, так и последовательно дифференцированного (Бородаевская, 1969). Месторождения, связанные с первым типом вулканитов, образующиеся в краевых частях глубоких трогов, отличаются более низким отношением  $Cu : Zn$ , чем залегающие в последовательно дифференцированных вулканитах, режим накопления которых считается близким к режиму островных дуг. Г. А. Твалчрелидзе (1968), основываясь на данных Т. И. Фроловой по особенностям магматизма Тагило-Магнитогорской зоны и сопоставив с ними распределение рудной минерализации, пришел к выводу о зональном размещении оруденения в пределах этой тектонической структуры, в частности, вдоль зоны, испытавшей ранее поднятие, обусловившее дифференциацию магматических расплавов — размещение колчеданного оруденения, а вдоль осевой части прогиба с интенсивным недифференцированным вулканизмом — железорудного пояса.

Интересно, что Джусинское месторождение, отличающееся от прочих колчеданных месторождений рассматриваемой территории халькопирит-галенит-сфалеритовым составом руд, занимает специфическое геологическое положение — оно приурочено к зоне сочленения Магнитогорского мегасинклиория с Восточно-Уральским мегантиклинорием. На территории последнего известно лишь одно колчеданное рудопроявление, также характеризующееся несколько повышенным содержанием галенита и блеклых руд. Чтобы еще более подчеркнуть промежуточное положение переходных редкометалльно-сульфидных месторождений, отметим, что известные несколько южнее рассматриваемой

территории в Мугоджарах медно-молибденовые руды приурочены к зоне сочленения Магнитогорского мегасинклинория с крупными Уральским и Мугоджарским антиклинориями (Грешер и др., 1965).

Расположенное восточнее Восточно-Уральское поднятие, которое консолидировалось в наиболее раннее позднепалеозойское время, имеет совершенно иные черты эндогенной металлогении и магматизма (Херасков, 1958). Если во всех западных зонах, развивавшихся по типу прогибов, распространены сульфидные месторождения сидерофильных и халькофильных элементов и ультраосновные и основные изверженные породы, то металлогеническую специфику этой зоны определяют редкометалльные и золоторудные проявления, ассоциирующиеся с гранитами. Золотые месторождения Южного Урала (Качкарское и др.) хорошо известны. Что касается редкометалльных рудопроявлений, то они представлены вольфрамит-молибденитовыми жилами и грейзенами с обычным для этих месторождений набором минералов. На рассматриваемой территории вольфрамит и шеелит часто содержатся в составе золоторудных месторождений.

Далее на восток характер зон повторяется. Сначала снова идет зона интенсивного прогибания с колчеданным и другим сульфидным оруденением (Восточно-Уральский мегасинклинорий), затем поднятие Зауральского антиклинория и т. д. (Смирнов, 1962; Сергеевский и др., 1968).

Охарактеризованный закономерный характер смены типов минерализации в поперечном разрезе Урала с теми или иными отклонениями, как уже отмечалось, сохраняется на всем его протяжении. Интересно, что кроме поперечной контрастной зональности на Урале намечаются элементы продольной региональной зональности в пределах каждой из выделенных поперечных зон. Для изверженных пород общее изменение состава с севера на юг было подмечено Е. Д. Семеновой и др. (1969), по данным которых кислотность и калиевая щелочность гранитов повышаются в этом направлении. С этим, возможно, связано увеличение среднего содержания олова в гранитах Южного Урала по сравнению со Средним Уралом, а также более частая встречаемость вольфрамовой и молибденовой минерализации. В этом же направлении, а также с запада на восток в общем снижается основность габбро-перидотит-дунитовых пород и нередко повышается их щелочность. Возможно, что при более детальных исследованиях это удастся связать с изменением характера рудоносности этих пород, в частности снижением их меденосности и отсутствием в южных районах Урала платиновой минерализации. Требуется также объяснения появления на Южном Урале медно-молибденовой минерализации.

Элементы продольной зональности устанавливаются и для вулканогенных пород. Так, например, С. Н. Иванов (1969) для Среднего Урала показал, что с севера на юг глубоководные вулканоплутонические ассоциации силура постепенно приобретают черты мелководного образования. Одновременно с этим медноколчеданное оруденение затухает и сменяется скарново-магнетитовым, появляются следы наземного вулканизма, а вместе с ним вторичные кварциты. Типичные телетермальные галенит-сфалеритовые вкрапленные руды в известняках, иногда в ассоциации с флюоритом, развиты в краевой западной части Урала в области предплатформенного передового прогиба (Сергиевский и др., 1968).

Приведенные примеры характеризуют геолого-геохимические особенности большинства типов рудной минерализации внутренней части Евразии.

В заключение кратко остановимся на закономерностях размещения некоторых специфических для этих условий типов месторождений. Речь пойдет о медно-никелевой минерализации, связанной с ультраосновными — основными породами, свинцово-цинковым стратиформном оруденении в карбонатных породах и некоторых других более редких представителях сульфидных месторождений халькофильных и сидерофильных элементов.

Большинство этих месторождений имеет довольно четкое геотектоническое положение. Так, например, наиболее типичные представители стратиформных свинцово-цинковых руд, нередко обогащенных германием, таллием, галлием, стронцием, ванадием, распространены в обрамлении наиболее устойчивых стабильных структур первых порядков (средних массивов и щитов). Минерализация имеет широкое площадное развитие и приурочена к областям накопления морских и лагунных, нередко битуминозных, карбонатных пород повышенной мощности. Характерные примеры известны в Южном Казахстане, Средней Азии, на западной окраине Сибирской платформы, в западном и восточном обрамлении Русской платформы (Захаров и др., 1969; Osika, 1969) и, наконец, в обрамлении Центрально-Французского и Чешского срединных массивов Европы (Щеглов, 1968). Важно подчеркнуть, что и в пределах других континентов (Северная Америка, Африка) телетермальная свинцово-цинковая минерализация образуется в аналогичных условиях.

То же можно сказать относительно медно-никелевых руд, обогащенных кобальтом, платиной, золотом, селеном, теллуром и т. д., которые образуются в пределах внутренних частей континентов в краевых зонах древних платформенных структур в связи с проявлением дифференцированных интрузий габбро-норитового состава (Годлевский, 1968; Горбунов и др., 1970, и др.). Все наиболее крупные месторождения этого типа образуются именно в такой обстановке.

К периферическим зонам срединных массивов с наложенными предрудными впадинами нередко тяготеет весьма специфическая минерализация, представленная различными минералами висмута, серебра, кобальта, никеля, урана и т. д. или висмута, теллура, золота, серебра и т. д. В близких условиях образуются многие ртутные, сурьмяно-ртутные и мышьяковые месторождения, нередко обогащенные таллием, селеном и золотом.

**ЗАВИСИМОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ  
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ОТ ХАРАКТЕРА  
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

Этот раздел преследует цель дать некоторые дополнительные примеры связи химизма рудных месторождений с характером вертикальных движений и показать возможность широкого применения предлагаемых нами геолого-геохимических принципов при металлогенических исследованиях различных полезных ископаемых, типов их месторождений и рудных районов.

Таблица 52

**Схема систематики эндогенных месторождений на геолого-геохимической основе  
(Иванов, 1969)**

Геолого-геохимические группы месторождений и величины отношений главных рудобразующих компонентов I Si : Fe II Si : O III Si : Ca IV S : O V Si : (K + Na)	I. Литофильная $I > 10$ ; $II \sim 0,4 - 0,5$ ; $III > 100$ ; $IV < 0,1$ ; $V > 10$ II. Литофильно-халькофильная $I > 1$ ; $II \sim 0,2 - 0,3$ ; $III > 10$ ; $IV \leq 1$ ; $V > 100$ III. Халькофильная $I < 1 > 1$ ; $II < 0,1$ ; $III \leq 1$ ; $IV \leq 1$ ; $V < 1 > 1$ IV. Сидерофильная $I < 0,1$ ; $II > 0,1$ ; $III \leq 1$ ; $IV > 10$ ; $V < 1 > 1$ V. Щелочная $I < 1 > 1$ ; $II \sim 0,1$ ; $III < 1 > 1$ ; $IV < 1$ ; $V < 1$			
Ведущий полезный компонент руд	Ta Li Cs Sn Mo Au As Sb Te Cd Hg Cu Co Ni Fe Ti V Cr TR Zr Hf Rb Be Bi W Ag Se Pb In Re Tl Zn Ge Pt Pd Rh Ru Os Ir F Ga Nb			
Ассоциация с изверженными породами	Кислые	Кислые— средние— основные	Средние—основные— ультраосновные	Основные—ультра- основные—щелочные
Направление региональных перемещений	Восходящие	Нисходящие		Наиболее глубокие разломы
Возможный рудоначальный тип коры	Континентальный	Промежуточный	Океанический	Подкорковые части



которые другие месторождения. К третьей (халькофильной) группе отнесены многие карбонат- и барит-полиметаллические, колчеданно-полиметаллические, некоторые кобальт-никелево-арсенидные, сидеритовые, золото-серебро-сульфосольные, киноварно-антимонитовые, реальгаровые и другие месторождения. В четвертой (сидерофильной) группе объединены халькопирит-пирротин-пентландитовые, магнетитовые в трапах, медноколчеданные и другие месторождения. Пятая весьма специфичная (щелочная) группа в этой работе умышленно не рассматривается и включает карбонатитовые, фенитовые, уртитовые и другие месторождения редких земель, циркония, ниобия, тантала, фтора, гафния, галлия и др. (Бородин и др., 1970).

Наряду с отмеченной геологической и геохимической спецификой выделенные группы отличаются внутренними свойствами входящих в них элемен-

Таблица 53

Оценки средних содержаний элементов (%) в рудах некоторых типов месторождений литофильной группы

Тип минерализации	Изученные районы	Sn	W	Mo	Ta	Nb
Оловоносные пегматиты	Тува, Казахстан	0,08	—	—	0,064	0,01
Кварцевые жилы и грейзены	Различные районы СССР	0,6	0,68	0,07	0,011	0,02

Таблица 54

Оценки средних содержаний элементов-примесей в главных минералах из месторождений литофильной группы (g/m)

Тип минерализации	Изученные районы	Касситерит					Вольфрамит				Мо-либденит
		Ta	Nb	In	Ga	Sc	Ta	Nb	In	Sc	
Оловоносные граниты	Сибирь	$\frac{836}{520}$	$\frac{2672}{1750}$	—	—	—	$\frac{300}{230}$	—	—	—	—
Редкометалльные граниты	Сибирь и др.	$\frac{13264}{6468}$	$\frac{15926}{556}$	—	$\frac{40}{10}$	—	$\frac{3300}{851}$	$\frac{6235}{1034}$	—	—	—
Редкометалльные гранитные пегматиты	Казахстан, Сибирь и др.	$\frac{16997}{4420}$	$\frac{12702}{375}$	$\frac{3}{2,7}$	$\frac{50}{12}$	$\frac{160}{85}$	—	—	—	—	—
Кварцевые жилы-грейзены	Сибирь, Казахстан, Забайкалье и др.	$\frac{888}{194}$	$\frac{5730}{93}$	$\frac{3,8}{3,0}$	$\frac{75}{7}$	$\frac{390}{250}$	$\frac{146}{14}$	$\frac{2505}{155}$	$\frac{6}{3}$	$\frac{121}{4}$	$\frac{51}{4}$

Примечание. Здесь и далее в числителе — оценка среднего; в знаменателе — возможная ошибка, подсчитанная для 95%-ного уровня надежности; в скобках заключены средние арифметические оценки.

## Оценки средних содержаний элементов (в % и г/т) в рудах некоторых месторождений литофильно-халькофильной группы

Тип минерализации	Изученные районы	Sn	W	Mo	Pb	Zn	Cu	Bi	Ag, г/т	Au, г/т
Силикатный	Различные районы СССР	1,1	0,6	0,2	—	—	—	—	—	—
Силикатно-сульфидный	То же	0,8	0,2	0,4	3,2	3,2	0,35	—	71	—
Силикатно-сульфидный	» »	0,5	—	—	3,3	4,7	0,79	—	—	3,9
свинцово-цинковый в скарнах	Средняя Азия	—	—	—	—	—	—	0,22	3	1,5
Халькопирит-висмутовый	Различные районы СССР	—	—	0,03	—	—	1,0	—	—	—
Молибденит-халькопиритовый										

## Оценки средних содержаний элементов-примесей в главных минералах

Тип минерализации	Изученные районы СССР	Галенит					Сфа		
		Se	Te	Tl	Bi	Ag	Cd	In	Ga
Касситерит-силикатно-сульфидный	Восточные районы	—	—	—	—	—	$\frac{3450}{245}$	$\frac{1470}{209}$	$\frac{6,4}{1,8}$
Молибденит-вольфрамит-сульфидный	Восточные и южные районы	—	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит-халькопиритовый порфировый	Южные районы	$\frac{75}{—}$	$\frac{90}{—}$	—	—	—	—	—	—
Галенит-сфалеритовый в сильно метаморфизованных силикатных породах	Восточные и южные районы	$\frac{32}{2}$	$\frac{26}{2}$	$\frac{10}{0,4}$	$\frac{787}{122}$	$\frac{735}{85}$	$\frac{3600}{49}$	$\frac{385}{76}$	$\frac{5}{2,4}$
То же, в скарнах	Южные, восточные районы и др.	$\frac{124}{0,5}$	$\frac{26}{1,5}$	$\frac{2,7}{0,05}$	$\frac{2320}{1100}$	$\frac{1215}{450}$	$\frac{4720}{13}$	$\frac{51}{0,1}$	$\frac{26}{8,5}$
Галенит-сфалеритовые в силикатных породах	Южные районы	$\frac{35}{10}$	$\frac{16}{4}$	$\frac{1,4}{0,1}$	$\frac{210}{27}$	$\frac{1826}{200}$	$\frac{2900}{0,2}$	$\frac{116}{3,6}$	$\frac{10}{0,3}$
То же	Забайкалье	$\frac{3}{2}$	$\frac{1,8}{1,3}$	$\frac{20}{10}$	—	$\frac{2340}{178}$	$\frac{2000}{8}$	—	$\frac{3,4}{0,4}$

тов. Элементы литофильной группы характеризуются *s* и *sp* типом распределения валентных электронов в атомах; крайними наиболее сильными либо кислотными, либо основными свойствами; чаще высокими и средними значениями величин атомных объемов; обычно высокими значениями электроотрицательностей; наибольшей устойчивостью F-комплексов, кислородных соединений и т. д. Элементы сидерофильной группы — с *spd* типом распределения валентных электронов в атомах; низкими значениями атомных объемов и величин электроотрицательности; наибольшей устойчивостью Cl-комплексов и халькогенидных соединений. Элементы литофильно-халькофильной и халькофильной групп характеризуются различными, обычно промежуточными, свойствами.

Место элементов, входящих в различные геолого-геохимические группы в таблице Менделеева, показано на рис. 48.

В табл. 53—60 приведены оценки средних содержаний некоторых главных компонентов руд и элементов-примесей в минералах различных типов месторождений выделенных геохимических групп. Ими предлагается пользоваться наряду с имеющимися оценками средних содержаний элементов в породах (Виноградов, 1962) при различных геолого-геохимических построениях. Эти оценки подчеркивают различия типов и групп месторождений. Оценки средних содержаний каждого элемента-примеси в минералах подсчитаны в результате статистической обработки многих тысяч анализов по большинству рудных провинций и являются наиболее надежными (Родионов, Иванов, 1967; Иванов, 1969). Для вывода оценок средних содержаний главных компонентов

Таблица 56

из месторождений литофильно-халькофильной группы (*e/m*)

Лерит		Халькопирит								Пирит		Мо- либ- денит	Рас- сите- рит
Ge	Ag	Se	Te	Ag	In	Cd	Bi	Pd	Pt	Se	Te	Re	In
—	—	—	—	—	$\frac{270}{9}$	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{18}{1}$
—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,09}{0,1}$	—	—	$\frac{40}{3}$	—
—	—	$\frac{153}{4}$	$\frac{44}{1,9}$	—	—	—	$\frac{76}{44}$	—	—	$\frac{60}{5}$	$\frac{24}{8}$	$\frac{660}{71}$	—
$\frac{(4)}{2,1}$	$\frac{138}{—}$	—	—	$\frac{222}{—}$	$\frac{22}{16}$	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{5,3}{2,8}$	$\frac{187}{—}$	$\frac{3}{0,5}$	$\frac{3,4}{4}$	$\frac{316}{—}$	$\frac{13,5}{2,7}$	$\frac{70}{32}$	$\frac{115}{49}$	—	—	$\frac{16,5}{7,2}$	$\frac{6}{1,5}$	—	—
$\frac{1,2}{0,5}$	$\frac{336}{—}$	—	—	$\frac{453}{—}$	$\frac{50,5}{25}$	$\frac{8}{2}$	$\frac{65}{106}$	—	—	—	—	—	—
$\frac{(35)}{10}$	$\frac{224}{—}$	—	—	$\frac{210}{—}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—

**Оценки средних содержаний элементов-примесей в главных**

Тип минерализации	Изученные районы	Галенит				
		Se	Te	Tl	Bi	Ag
Галенит-сфалерит-халькопиритовый в эффузивных породах	Рудный Алтай, Кавказ	$\frac{550}{170}$	$\frac{85}{4}$	$\frac{14}{2,8}$	$\frac{17}{12}$	676
Галенит-сфалеритовый пластовый в карбонатных, реже силикатных породах	Казахстан и другие районы	$\frac{28}{8,7}$	$\frac{6}{5}$	$\frac{8,5}{0,2}$	—	318
Антимонит-киноварный кварц-флюоритовый	Средняя Азия	—	—	—	—	—
Карбонат-киноварный	То же	—	—	—	—	—
Кварц-карбонат-киноварный (антимонитовый)	» »	—	—	—	—	—
Кварц-сульфосольно-антимонитовый	» »	—	—	—	—	—

Таблица 58

**Оценка средних содержаний элементов (в % и г/т) в рудах некоторых месторождений халькофильной группы**

Тип минерализации	Изученные районы	Pb	Zn	Sb	Ni	Co	Ag, г/т
Галенит-сфалеритовый пластовый в карбонатных породах	Северный Урал, Казахстан	2,2	2,0	—	—	—	14
Галенит-сфалерит-сульфосольный	Различные районы СССР	6,8	4,0	1,9	—	—	101
Никель-кобальт-арсенидный	Тува	—	—	—	2,5	2	—

Таблица 59

**Оценки средних содержаний элементов (в % и г/т) в рудах некоторых типов месторождений сидерофильной группы**

Тип минерализации	Изученные районы	Pb	Zn	Cu	Ni	Ag, г/т	Au, г/т
Медно-никелевый	Кольский, Таймыр	—	—	0,6	0,8	2	0,2
Медный скарновый и габброидный	Урал, Казахстан	0,4	2,5	2,2	—	26	1,6
Колчеданный	Различные районы СССР	2,0	4,6	1,4	—	69	1,4

## минералах из месторождений халькофильной группы (г/м)

Сфалерит					Халькопирит			Пирит			Кинноварь		Антимонит	
Cd	In	Ga	Ge	Tl	Se	Te	Ag	Se	Te	Tl	Se	Tl	Se	Tl
$\frac{2040}{15}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{18}{0,2}$	$\frac{1,4}{0,4}$	$\frac{8}{0,5}$	$\frac{61}{15}$	$\frac{15}{2,8}$	222	$\frac{70}{26}$	$\frac{12}{3}$	$\frac{4,7}{2,1}$	—	—	—	—
$\frac{2500}{21}$	$\frac{9}{7}$	$\frac{90}{1,5}$	$\frac{158}{15}$	$\frac{45}{13}$	—	—	—	—	—	(23)	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{1312}{94}$	1,7	$\frac{125}{2,6}$	$\frac{2,5}{—}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{478}{94}$	6,4	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{57,5}{18}$	6	$\frac{1,5}{0,9}$	$\frac{3,5}{—}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{34,2}{13}$	$\frac{2,7}{—}$

Таблица 60

## Оценки средних содержаний элементов-примесей в главных минералах из месторождений сидерофильной группы (г/м)

Тип минерализации	Изученные районы	Халькопирит								Сфалерит				Пентландит	
		Se	Te	In	Cd	Ge	Pd	Pt	In	Cd	Ge	Tl	Se	Te	
Медно-никелевый	Северные районы	$\frac{45}{1,5}$	$\frac{3,4}{0,6}$	—	—	—	$\frac{10}{8}$	$\frac{0,7}{0,5}$	—	—	—	—	$\frac{105}{30}$	$\frac{20}{2}$	
		$\frac{91}{2,2}$	$\frac{65}{17}$	$\frac{11}{2}$	(4) 2,5	(2) 1,1	$\frac{0,03}{0,01}$	$\frac{0,07}{0,06}$	$\frac{23}{0,3}$	$\frac{1600}{22}$	$\frac{25}{5}$	$\frac{8}{3}$	—	—	
Медно-колчеданный	Урал, Кавказ														

руд (табл. 53, 55, 58, 59) использованы данные по месторождениям более ограниченного числа рудных провинций, вследствие чего они не так представительны и имеют предварительный характер.

Ниже рассмотрен ряд примеров геологического положения и минерального состава различных геолого-геохимических групп. Поскольку месторождения литофильно-халькофильной и халькофильной групп являются переходными и характеризуются промежуточными чертами, сближающими первую с литофильной, а вторую — с сидерофильной группами месторождений, рассмотрение общих геотектонических условий появления месторождений будет проведено для соответствующих пар геолого-геохимических групп раздельно\*.

\* Геологические особенности щелочной группы нами не рассматриваются.

## Месторождения литофильной и литофильно-халькофильной групп

Эти геолого-геохимические группы объединяют: первая — пегматитовые, грейзеновые, альбититовые и гидротермальные кварцевые месторождения, а вторая — гидротермальные силикатно-сульфидные месторождения олова, вольфрама, молибдена, тантала, лития и некоторых других еще более редких элементов.

Общей генеральной закономерностью для всех рассматриваемых месторождений является их постоянная приуроченность к районам, которые в предрудное время представляли собой довольно устойчиво и интенсивно формирующиеся поднятия, что было показано нами на примере Восточного Забайкалья и ряда других районов и подтверждается материалами, приведенными ниже.

В геолого-экономическом плане первые рассматриваемые месторождения можно назвать редкометальными, вторые — редкометально-сульфидными.

Месторождения литофильной и литофильно-халькофильной групп известны в различных районах, но особенно широким распространением они пользуются в так называемой внешней зоне Тихоокеанского пояса. Для оловорудных месторождений, как уже отмечалось, это было подчеркнуто еще С. С. Смирновым, а позднее детализировано в работах В. К. Чайковского, Е. А. Радкевич, М. И. Ицкисона, И. Н. Томсона, В. В. Онихимовского и др.

В одной из недавних работ Е. А. Радкевич (1967), еще раз вернувшись к анализу металлогенических особенностей восточных районов СССР, пришла к выводу, что в пределах этой территории месторождения олова, вольфрама и молибдена «. . . связаны с кислыми магмами, возникающими при восходящих движениях. . .». Наряду с этим, Е. А. Радкевич в той же работе писала, что в Мяо-Чанском и Хингано-Олонойском районах оловянная минерализация проявлена в терригенных прогибах и наложенных вулканических впадинах, в Восточно-Сихотэ-Алиньской зоне — в терригенном синклинории и т. д., другими словами подтвердила свой прежний противоположный тезис — оловорудная и вольфрамовая редкометальная минерализация располагается преимущественно в осевых частях миогеосинклинальных прогибов (Радкевич, 1959, 1963).

Как известно, оловорудная, вольфрамовая и другая минерализация в восточных районах СССР образовалась в позднемезозойско-кайнозойское время. Причем возраст ее постепенно все более омолаживается в направлении Тихоокеанского побережья в результате «платформенной активизации» различного типа консолидированных структур. Чтобы не впасть в ошибку, необходимо при металлогеническом анализе в первую очередь выяснить непосредственно предрудную историю тектонических структур.

Весьма аргументированными нам представляются выводы М. Г. Золотова (1965), специально рассмотревшего этот вопрос для юго-восточных районов СССР и показавшего, что кислые интрузивные и эффузивные породы, как и оловорудная, вольфрамовая и другая редкометальная минерализация, «. . . теснейшим образом связаны со структурами поднятий (антиклинориями, срединными массивами и т. п.)».

Такая обстановка имеет место в Бурейском массиве, для которого характерно широкое развитие оловорудной (вольфрамовой) минерализации в основ-

ном литофильно-халькофильной группы и кислых гранитоидных пород. Буреинский массив сложен крупными интрузиями древних гранитоидных пород, а также юрскими отложениями и мезозойскими эффузивными и интрузивными, главным образом кислыми, породами. Наиболее широко известны оловорудные месторождения приурочены к западной краевой части массива, к полосе, граничащей с Зее-Буреинской депрессией (Ициксон, Рундквист и др., 1959). Здесь расположены Хинганское, Олонойское, Карадубское и Джалиндинское месторождения, относимые к касситерит-сульфидной и риолитовой формации деревянистого касситерита, и мелкие точки оловорудных проявлений грейзенового и кварцевожилыного типов. Интересно, что касситериты Хинганского и особенно Джалиндинского месторождений характеризуются высокими содержаниями индия (0,05—0,08%), а в наиболее обогащенных этим элементом образцах джалиндинского деревянистого касситерита установлены индиевые минералы.

Примечательно, что в Тырмо-Буреинском краевом прогибе развиты уже гранитоидные породы не кислого, а среднего состава, а также покровы порфиров, малые интрузии и дайки диоритового и кварц-диоритового состава, наиболее широко представленные по окраинам прогиба. С последними в пределах краевых частей обрамляемого прогибом поднятия, как и во многих других районах, связаны золоторудные проявления литофильно-халькофильной группы (Золотов, 1965).

По нашему мнению, сходное регионально-тектоническое положение с Хинганским имеет широко известный Мяо-Чанский оловорудный узел. Комсомольский район, в котором он находится, имеет весьма сложное блоковое строение (Онихимовский, 1963; Радкевич и др., 1967). Касситерит-сульфидная и касситерит-силикатная минерализация здесь приурочена к наложенной впадине, выполненной вулканогенными осадочными породами с прослоями конгломератов, возраст которых от верхов нижнего мела до сенона. Для нас важно, что уже в это время участки распространения поздне-верхнемеловых гранитоидов и оловорудной минерализации испытали инверсию, о чем свидетельствуют гальки меловых эффузивов в составе грубообломочных фаций. Контурсы этого поднятия не очерчены. Мы предполагаем, что они совпадают с неотектоническим поднятием. При этом выходы палеогеновых базальтов и долеритов, вероятно, приурочены уже к относительно опущенным участкам, ограничивающим это поднятие. Такое строение района подтверждается наличием магматической и рудной зональности. Причем, оловорудная минерализация приурочена непосредственно к северо-восточной краевой части этого поднятия. Из характерных особенностей минерализации отметим высокое содержание в рудах одного из оловорудных месторождений халькопирита, что делает его весьма сходным с Иллитасским месторождением Якутии, а также месторождениями Корнуолл (Англия) и Шарье (Франция).

Следующий специфически оловорудный район, который М. Г. Золотов (1965) привел в качестве примера связи гранитоидного магматизма и оловорудной (вольфрамовой) минерализации с поднятиями, является юго-восточная и центральная части Сихотэ-Алиньского антиклинория. К этому можно еще добавить, что в краевой части Уссури-Ханкайской области устойчивого поднятия находятся оловорудные и другие редкометалльные и флюоритовые проявления Уссурийского и Вознесенского районов.

Палеотектонический анализ распространения месторождений литофильно-халькофильной группы в Советском Приморье еще не проведен. Поэтому контуры поперечных поднятий, к которым должны быть приурочены районы проявления многочисленных касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных месторождений выделяемой Е. А. Радкевич Восточно-Сихотэ-Алиньской зоны, еще не определены. Однако и здесь третичные гранитоиды среднего — кислого состава и оловорудная минерализация залегают в послемеловых инверсионных поднятиях, которые образовались в пределах Сихотэ-Алиньского прогиба. Об этом с несомненностью свидетельствуют геофизические данные по глубинному строению Приморья (Кучук, 1963). Как показал этот исследователь, все районы распространения касситерит-сульфидной и касситерит-свинцово-цинковой минерализации этой территории четко приурочены к относительно поднятым блокам земной коры (Кавалеровский, Ольгинский, Краснореченский, Октябрьский, Дальний и другие районы). Интересно, что скарповая не содержащая касситерита свинцово-цинковая минерализация Тетюхинского района, наоборот, приурочена к относительно опущенному в предрудное время блоку земной коры.

В количественном выражении приуроченность оловорудной минерализации к поднятиям земной коры для восточных районов СССР была показана Э. Н. Лишневым (1968) по гравиметрическим данным. Этим исследователем в результате проработки фактических материалов по 45 оловорудным полям районов Приамурья, Хингана и Северного Сихотэ-Алиня установлена высокая корреляционная зависимость между гравитационными минимумами, отражающими относительно поднятые блоки земной коры, и положением оловорудной минерализации. К этому следует добавить, что несколько менее определенный, но сходный вывод для оловорудных месторождений Северо-Востока СССР был сделан по геофизическим данным А. А. Николаевским и Л. И. Измайловым (1969).

В рассматриваемых юго-восточных районах СССР многими исследователями отмечалась связь определенных типов минерализации с различными изверженными породами (Ициксон, 1960; Руб, 1960, 1962; Золотов, 1965, и др.). Интересно, что для этих районов намечаются многочисленные черты сходства с Восточным Забайкальем. Так, по данным М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, Р. Г. Иванова и др. (1969), синхронное проявление основных и кислых полярных магматических ассоциаций возникает, как правило, по границе различного масштаба прогибов с участками более ранней консолидации. При этом часто создается поперечная зональность относительно краевых границ прогибов и поднятий. Кислотно-основная зональность более тесно, чем щелочная, увязывается с направлением вертикального движения блоков, что проявляется в преобладающей приуроченности кислого магматизма к окраинам областей, испытавшим в целом воздымание, а основного — к погружающимся блокам. Щелочность также возрастает в направлении возрастания жесткости соответствующих блоков, однако щелочные породы возникают, как правило, в периоды общего воздымания, охватывающие одновременно как упомянутые блоки, так и прилегающие к ним области более поздней консолидации.

Переходя к рассмотрению данных по зарубежным районам Тихоокеанского кольца, отметим, что палеотектонического анализа размещения оруденения в пределах прибрежной зоны Северной и Южной Америки, а также других райо-

нов распространения редкометального и редкометально-сульфидного оруденения зарубежных стран никем не производилось. Однако по данным, наиболее полно систематизированным в нашей литературе (Колотухина и др., 1968; Быбочкин, 1965; Константинов, Лугов и др., 1969), тектонические условия образования этих типов месторождений за рубежом не отличаются от охарактеризованных нами для СССР. Это касается таких провинций развития редкометального и редкометально-сульфидного оруденения, как мезо-кайнозойские — Боливийская и Южно-Китайская, варисская — Европейская и др.

Еще С. С. Смирнов и другие (1941) отмечали удивительное сходство многих месторождений Якутии с Боливийскими. Боливийская оловорудная провинция прослеживается более чем на 800 км в виде узкой полосы, максимальная ширина которой достигает 80 км. Как отмечает И. Н. Томсон и др. (1969), современная структура этой зоны может быть охарактеризована как область возрожденного глыбового поднятия. По данным Альфельда (Ahlfeld, 1967), мезо-кайнозойское поднятие, к которому приурочены интересующие нас месторождения, граничит на северо-востоке с Предандийским прогибом, отделяющим поднятие от активизированной краевой части Бразильского щита, на территории которого известны редкометальные колумбитоносные пегматиты, а на западе — с относительно опущенным блоком распространения медной минерализации. В пределах оловоносной зоны поднятия выделяются северная и южная части. На севере широким распространением пользуются плутонические гранитоидные породы кислого—среднего состава и оловорудная минерализация кварцевого, грейзенового и пегматоидного типов (Фабулоса и др.). Этот район является относительно более приподнятым по сравнению с южным. В последнем известны многочисленные касситерит-сульфидные, олово-свинцово-цинковые и олово-серебряные месторождения, тяготеющие к выходам андезит-дацитовых покровов и субвулканических тел (Ляллягуа, Уануни, Мараколла, Потоси, Тасна и др.). Если наиболее крупные касситерит-сульфидные месторождения (Ляллягуа, Уануни и др.) довольно сходны с отечественными, отличаясь лишь широким распространением сульфостаннатов, то месторождения олово-серебряного и висмутового типа являются довольно специфичными. Первые (Потоси, Оруро, Кольквечака, Чакойя и др.), кроме широкого развития сульфостаннатов и различных сульфосолей серебра, характеризуются также широким развитием германийсодержащего аргиродита—канфильдита. Вторые (Тасна и др.) несколько напоминают медно-висмут-мышьяковые месторождения Средней Азии. Висмутинсодержащие парагенезисы представлены в них в основном халькопиритом и пирротинном с подчиненным количеством арсенопирита, сфалерита, станнина, джемсонита и других минералов.

Недостаточное количество данных по крупнейшей Южно-Китайско-Вьетнамской провинции редкометального и редкометально-сульфидного оруденения не дает возможности четко охарактеризовать интересующие нас связи. Однако определенные черты сходства геологического положения олово-вольфрамовых месторождений этой территории с нашими можно найти в работе Р. М. Константинова и др. В восточной части Южного Китая, где преобладают субмеридиональные поднятия; развиты гранитоиды и ассоциирующие с ними месторождения вольфрама, молибдена, олова, меди, на западе же в прогибах — месторождения свинца и цинка. Как отмечал И. Н. Томсон, крупнейший оловорудный район Южного Китая — Гэцзю, в котором верхнемеловые интрузии гранитоидов

и связанная с ней минерализация прорывают триасовые платформенные отложения, вероятно, связан с выступом Китайской платформы, образующим здесь тупой угол в сторону индосинид Индокитая. По типу поднятий развивались и оловорудные районы, связанные с вулканогенным поясом Южного Китая. В этих районах минерализация и гранитоидные интрузии приурочены к наложенным прогибам, претерпевшим инверсию в предрудное время. При этом оловорудные месторождения тяготеют к периферическим частям этих структур.

К сказанному можно добавить, что, как показали Г. А. Кудрявцева и другие исследователи, геологическое строение в истории развития Бирмы и Малаккского полуострова очень сходны с наиболее типичными оловорудными районами Востока СССР. Поэтому не удивительно, что Бирмано-Малайская оловорудная провинция относится к одной из крупнейших.

До сих пор мы говорили о районах мезо-кайнозойской складчатости и магматических процессов. Можно привести и некоторые дополнительные данные по территориям, относимым к другим тектоническим процессам и времени начала магмо- и рудообразования. Речь пойдет о некоторых редкометалльных районах развития редкометалльных месторождений литофильной и литофильно-халькофильной групп, главным образом древних щитов и срединных массивов.

В пределах Африканского щита, по данным С. Е. Колотухиной и др. (1964) и А. Д. Щеглова (1968), особенно в западной его части обнажаются довольно крупные устойчивые поднятия, сложенные докембрийскими породами и окаймленные платформенными отложениями кембрия или узкими наложенными грабен-депрессиями, нередко проникающими в глубь этих поднятий. В пределах последних широким распространением пользуются кольцевые и трещинные интрузии гранитоидов и щелочных пород, возраст которых колеблется от 550 до 295 млн. лет, и крупные редкометалльные месторождения (Щеглов, 1968). Это широко известные месторождения касситерита и колумбитоносные граниты плато Джос и др.

На территории Канадского щита, а также обрамляющих его зон мезозойской активизации редкометалльные месторождения бериллия, тантала и других редких элементов также четко приурочены к различного типа поднятым блокам земной коры (Неженский, 1966 и др.). Это наиболее четко показано Г. А. Топуновой на основании обобщения всего имеющегося в литературе материала по редкометалльной минерализации Северной Америки. Подавляющее большинство редкометалльных пегматитов оказалось приуроченным либо к краевой части Канадского щита, где распространены мезо-кайнозойские отложения, либо к позднемезозойским поднятиям Скалистых гор и Аппалачей. Все наиболее крупные пегматитовые поля расположены во внешних, обращенных к океаническим впадинам, краевых частях поднятий в непосредственной близости от грабен-депрессий, выполненных трещинными осадками. Месторождения связаны с батолитоподобными интрузиями мезозойских гранитоидов повышенной кислотности и калиевой щелочности, абсолютный возраст которых датируется 60—170 млн. лет.

Наиболее крупные районы проявления гидротермально-метасоматической флюорит-берtrandитовой минерализации в Северной Америке весьма четко приурочены к окраинным частям крупного устойчивого поднятия плато Колорадо. Эта весьма крупная тектоническая структура — около 500—700 км в поперечнике — имеет сложное блоковое строение. Крупные скопления бериллие-

вых руд в пределах плато Колорадо приурочены к краевым частям куполовидных и горстовых структур в непосредственной близости от крупных наложенных впадин.

Проявления редкометальной минерализации, связанной с кислыми и щелочными породами, известны и на территории СССР в различных районах Украинского и Скандинавского щитов. Характернейшей чертой всех этих районов является приуроченность к краевым зонам — границам устойчивых поднятий с опущенными участками земной коры, выполненными относительно молодыми осадками. В этих участках наиболее широко распространены флюоритовая и редкометально-сульфидная минерализация, отнесенная Н. И. Гинзбургом и др. (1965) к бертрандит-фенакитовому типу месторождений.

Для Алданского щита редкометальная минерализация литофильной и литофильно-редкометальной групп совсем недавно считалась нехарактерной. Однако в последнее время эта точка зрения начинает опровергаться находками кварц-молибденит-сульфидного оруденения. По данным некоторых исследователей, на южной окраине Алданского щита в краевой зоне, осложненной грабенами, выполненными верхнеюрскими осадками, обнаружена весьма протяженная зона штокверкового оруденения. Молибденовая минерализация связана с мезозойскими гранитоидами и протягивается в поднятом блоке по границе грабена.

Весьма показательно положение редкометальных олово-вольфрамовых (молибденовых, бериллиевых) и других месторождений Западной Европы, четко тяготеющих к наиболее устойчивым поднятиям типа срединных массивов Чешского, Центрального и Армориканского (Франция), Корноулла (Англия), Испанской Месеты (Захаров, 1959; Щеглов, 1968; Лугов, 1969; Лаффит, 1969; Löttsch, 1968). Эти крупные тектонические структуры представлены относительно приподнятыми устойчивыми блоками земной коры, сложенными докембрийскими гнейсами и интрузивными породами, а также палеозойскими отложениями и еще реже мезозойскими осадками, которые распространены главным образом в краевых частях массивов, в районах наложенных впадин. Наибольшим распространением в срединных массивах пользуются грейзеновые и кварцевые оловянные, вольфрамовые, молибденовые, бериллиевые и другие месторождения главным образом литофильной группы, связанные с верхнекарбонowymi — пермскими интрузивами. Подмечено, что оловорудные и вольфрамовые месторождения нередко тяготеют к краевой зоне срединных массивов. Ширина рудоносных краевых зон подвержена значительным колебаниям (Лугов, 1969). Минералого-геохимические черты оловорудных и вольфрамовых месторождений широко известны и являются классическими так же, как и развитых здесь уран-флюорит-сульфидных жил (Смирнов, Тугаринов, 1969).

В качестве главнейшего рудоконтролирующего фактора для флюоритовой минерализации Средней Азии (Нарынской, Кураминской, Алайской Восточно-Гиссарской и других зон) недавно признана их приуроченность к областям устойчивых поднятий, а также ассоциация с изверженными породами повышенной калиевой щелочности (Головин, Баймухамедов, 1969).

Количество примеров со сходным тектоническим положением редкометально-сульфидных месторождений можно увеличить. В частности, по данным многих исследователей, к различного типа поднятиям приурочены редкометальные месторождения Кавказа. Это молибден-вольфрамовые скарновые руды Тырны-Ауза, мышьяково-вольфрамовые Кти-Теберды, медно-молибденовые

Каджарана, Агарака и других месторождений (Магакьян, 1960; Смирнов, 1962, 1963; Гвалчрелидзе, 1961; Черницин, 1967). Примечательно, что наиболее интересный в отношении редкометалльного оруденения Тырны-Аузский рудный район тяготеет к краевой части крупного устойчивого поднятия. Это же указывалось для оловорудных, вольфрамовых и редкометалльно-свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и Казахстана, а также для редкометалльно-флюоритовой минерализации Западного и Северного Забайкалья.

Интересные данные получены в последнее время по Уралу, для которого редкометалльная минерализация литофильной и литофильно-халькофильной групп не считалась характерной. По данным В. П. Покатилова и Д. Г. Толпыкина, в пределах Восточно-Уральского поднятия на стыке его с наложенным грабеном установлено вольфрам-молибденовое оруденение. Руды представлены кварц-вольфрамитовыми жилами с висмутином, пиритом, шеелитом, флюоритом, молибденитом и кварц-молибденитовыми жилами и штокверком с пиритом, халькопиритом, магнетитом, висмутином и т. д. Наиболее широким распространением пользуется штокверковое молибденовое оруденение, которое по мере удаления от края внутрь поднятия сменяется кварц-вольфрамитовым. Минерализация связывается с верхнепалеозойскими гранитами.

Хорошим примером приуроченности редкометалльных месторождений литофильной группы к поднятиям земной коры в древние периоды ее развития является зона рифеид южного обрамления Сибирской платформы, детально изученная А. Д. Смирновым и др. (1967). Как отмечал Л. Н. Леонтьев, для всех редкометалльных районов рифеид юга Сибири, Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Сангилена наиболее общим региональным признаком является строгая приуроченность редкометалльных пегматитов к геоантиклинальной зоне.

Связь эндогенных проявлений редких металлов рассматриваемой группы с поднятиями земной коры отмечается постоянно, даже в районах, для которых редкометалльное оруденение совершенно не характерно. Так, например, в Польской Народной Республике в пределах небольшого Краковского поднятия установлены минералогические находки касситерита и прожилки доломита с несколько повышенными содержаниями олова (Krysowska, 1962, Slosarz, 1969). По данным других исследователей, в юго-западной Польше среди докембрийских пород наиболее устойчивого поднятия установлен касситерит, а ближе к его краю золото-арсенопиритовые руды (Osika, 1969).

Нам неизвестно исключений из этой закономерности. Сходные выводы сделаны А. Н. Леонтьевым и Л. Н. Леонтьевым (1969), Д. В. Рундквистом (1970), а также В. Т. Покаловым (1970) для молибденовых месторождений и А. Б. Кажданом (1967) для уран-молибденовых руд. При этом, как мы видели, можно говорить о весьма частом наличии редкометалльно-сульфидных месторождений в краевых зонах поднятий. Это еще раз подчеркнуто Б. Г. Башкировым для медно-молибденовых месторождений, наиболее значительные из которых, по его данным, приурочены к переходным зонам между гравитационными минимумами и максимумами.

### Месторождения халькофильной и сидерофильной групп

Подавляющее большинство различных типов эндогенных месторождений железа, никеля, кобальта, меди, платиновых металлов, очень многие крупные месторождения цинка, свинца, золота, сурьмы, ртути и других халькофильных

и сидерофильных элементов объединены нами в сидерофильную и халькофильную группы.

Общей генеральной особенностью регионального — геотектонического плана для этих месторождений является их приуроченность к участкам земной коры, которые в предрудное время развивались по типу прогибов, или связь с наиболее глубокими сквозьструктурными разломами земной коры. Наилучшие примеры в этом отношении дают месторождения сидерофильной группы — медно-никелевые и медно-колчеданные. Обратимся к имеющимся материалам.

Рассматривая тектонические условия образования медно-никелевых месторождений мира, М. Н. Годлевский (1968) отмечал, что «на платформах многие никеленосные интрузии образуются в сравнительно ограниченных по площади, но глубоких депрессиях, часто развивающихся в течение нескольких геологических периодов, и что эти депрессии обычно располагаются в краевых частях платформ». В качестве примера связи медно-никелевой минерализации для платформ кратко рассмотрим Норильский район, а для складчатых зон — Печенгский.

Норильский рудный район, по данным М. Н. Годлевского, М. Ф. Смирнова, Л. Л. Ваулина, Е. Н. Сухановой, В. В. Золотухина, приурочен к краевой северо-западной части Сибирской платформы, к участку наибольшего изгиба ее контура и имеет следующее геологическое строение. На востоке он граничит с Тунгусской синеклизой, на западе — с Дудинским валом. До открытия месторождений Талнахско-Октябрьского района тектоническое положение медно-никелевых месторождений определялось положением разломов субмеридионального простирания. Теперь, по нашему мнению, на первое место выходит контроль оруденения зонами стыка поднятых и опущенных блоков земной коры. Все медно-никелевые месторождения района имеют исключительно единообразную позицию — они приурочены к краевым частям наложенных мульд, которые фиксируются выходами отложений тунгусской свиты. К краевой части Норильской мульды приурочены месторождения Норильск I и Норильск II, рудопроявления гор Черной, Зуб и т. д. Положение месторождений полностью следует изгибу Норильской мульды. Севернее Норильского района, в такой же обстановке, в полосе сочленения Рыбинского вала с Хараелахской мульдой находятся месторождения Талнах и Октябрьское. Эта закономерность подтверждается и в соседнем с Норильским районе сочленения Хантайского вала с Сыверминской депрессией, где также известно небольшое Имагдинское медно-никелевое рудопроявление. В некоторых случаях в сходных условиях залегают мелкие магнетитовые рудопроявления.

В тектоническом отношении весь Норильский район в целом приурочен к северо-западной краевой части Сибирской платформы. Его относят к разряду авлакогенов, т. е. районов, характеризующихся наиболее устойчивым и достаточно интенсивным прогибанием как в доплатформенный, так и в платформенный периоды. Мощность отложений в пределах современных впадин на этой территории более 10 км. Это кембрийские, ордовикские и силурийские морские осадки, перекрытые обнажающимися в районе месторождений также морскими карбонатно-сланцевыми отложениями девона мощностью 4000—4500 м. В среднем карбоне началось формирование лагунных и континентальных отложений тунгусской серии (песчано-глинистые и углистые сланцы, песчаники, прослой углей, конгломератов). Эти породы ложатся несогласно на отложения различного

возраста (до силура). Выше несогласно залегают туфо-лавовая серия пермотриаса, представленная базальтами и их туфами, с тонкими прослоями сланцев и углей. Большую роль в геологическом строении района играют интрузивные породы, которые включают основное медно-никелевое оруденение. По составу они являются недосыщенными траппами с избыточной магнезией, недостатком щелочей и более высоким содержанием анортитовой извести (Годлевский, 1959). Относительно высокое содержание хрома и, наоборот, низкое по сравнению с траппами количество титана, по данным М. Н. Годлевского, возможно свидетельствует о их родстве с гипербазитами. Е. Н. Сухановой установлено наличие горизонтальной зональности в изменении минералого-геохимического состава интрузивных пород и оруденения. Она выражается в увеличении основности и магнезиальности пород по направлению в сторону депрессий. В этом же направлении снижается количество богатых халькопирит-таллахитовых руд, которые сменяются халькопирит-кубанитовыми и еще далее пирротиновыми, все более бедными в отношении меди, никеля, кобальта, палладия, платины, золота, мышьяка, свинца, сурьмы, селена, теллура и других металлов.

Для месторождений Балтийского щита связь медно-никелевой минерализации с длительно развивающимися грабен-депрессиями хорошо видна на примере Печенгского месторождения (Годлевский, 1968). Печенгский синклиниорий расположен в западной части протерозойского трога. Общая мощность вулканогенно-осадочных отложений (от спилитов до базальтов) превышает здесь 5000 м. Характерной особенностью дифференцированных рудоносных интрузий Печенги, помимо их высокой основности, является повышенное содержание кальция и титана (Годлевский, 1968), а отличительной особенностью руд — пониженные содержания селена, теллура, платиновых и других редких металлов (Юшко-Захарова, 1964).

Из месторождений зарубежных стран наиболее четкое геотектоническое положение занимают месторождения южных окраин Канадского щита (Сёдбери) и Африканской платформы (Бушвельд, Инсизва). Как указывает М. Н. Годлевский (1968), и тот, и другой районы приурочены к длительно развивающимся депрессиям, ограничивающим краевые части платформ. Такова грабен-депрессия района Верхнего Озера, находящаяся в краевой части жесткого выступа Гренвильской зоны. Она заполнена базальтовыми лавами и континентальными осадками серии Кьюноу, мощность которых достигает 15 км. В краевой части этой депрессии между породами гурона и кьюноускими отложениями залегают норит-микронегматитовый рудоносный лополит Сёдбери. В отличие от большинства прочих он не имеет ультраосновных дифференциатов. Большая роль принадлежит также породам повышенной кислотности (кварцевые диориты, граниты). Специфической особенностью минерализации этого месторождения являются широкое развитие в районе свинцовой минерализации и повышенная роль в медно-никелевых рудах сурьмы, мышьяка, висмута, теллура, селена и многих других редких элементов.

В сходных условиях, по мнению М. Н. Годлевского, формировался и огромный Бушвельдский лополит в юго-восточной Африке. Лополит имеет ширину более 400 км. Он сложен норитами и прорывающими их гранитами и залегают в породах трансваальской серии. В связи с Бушвельдским массивом известны по существу месторождения всех сидерофильных и близких к ним элементов. Это крупные нередко уникальные хромитовые, титановые, никелевые, платино-

вые месторождения (Риф Меренского, Рустенбург и др.), а также свинцово-цинковые и другие руды.

К тому же бушвельдскому интрузивному комплексу принадлежит не менее грандиозное интрузивное дайкообразное тело норитового состава (Великая Дайка). Она протягивается в северо-восточном направлении почти на 500 км при ширине 5—10 км и, по-видимому, выполняет сквозную огромную трещину, которая, если судить по разрозненным выходам различных производных наиболее глубинных зон земной коры, рассекала в протерозое в субмеридиональном направлении почти всю Южно-Африканскую платформу (Годлевский, 1968). С Великой Дайкой связаны месторождения, сходные с бушвельдскими, а также крупнейшее месторождение титаномагнетита — Лиганга.

Вследствие контрастных опусканий весьма протяженных пластин земной коры в пределах дорифейской Русской платформы образовались гипербазитовые и базитовые интрузии Урала, с которыми связаны хромитовые, титаномагнетитовые, платиновые и другие месторождения (Мальшев, 1957; Соколов, 1948; Овчинников, 1960). При этом сульфидные руды в Уральской провинции, связанные с базит-гипербазитовыми плутоническими породами, встречаются как исключение (медно-титановые руды волковского типа), а медно-никелевые практически неизвестны.

Связь с зонами глубокого контрастного прогибания земной коры является общим типовым признаком и колчеданных месторождений (Смирнов, 1962; Бородаевская, 1968; Яковлев и др., 1970; Дзюценидзе, Твалчрелидзе, 1968). Наиболее полно эта связь вскрыта в работах В. И. Смирнова и М. Б. Бородаевской. На основе анализа материалов по колчеданным месторождениям Урала, Кавказа и Тянь-Шаня М. Б. Бородаевская показала региональные геолого-геохимические особенности этого типа месторождений, которые сводятся к следующему. Для колчеданных месторождений всех перечисленных районов характерна приуроченность к районам, испытывающим общее интенсивное погружение, к участкам локальных относительных поднятий. Для таких районов примечательна высокая тектоническая мобильность и образование мощных обычно многокилометровых (Урал — 7 км, Северный Кавказ ~4,5 км) вулканических отложений базальтоидного происхождения. Вулканыты, с которыми парагенетически связано колчеданное оруденение, сходны в различных районах мира. Среди них преобладают породы дифференцированного ряда, которые образуются при формировании геосинклинальных поднятий в пределах погружающихся зон.

Д. С. Штейнберг (1966) для Уральской провинции среди колчеданосных дифференцированных вулканитов выделяет две разновидности: контрастно-дифференцированную натровую липарит-базальтовую и последовательно дифференцированную натровую базальт-андезит-дацит-липаритовую. Как показала М. Б. Бородаевская, месторождения, связанные с той и другой разновидностью пород, отличаются по геохимическим особенностям. Месторождения, связанные обычно с наиболее широко распространенной в основных районах проявления колчеданной минерализации СССР последовательно дифференцированной формацией (Гай, им. XIX Партсъезда, Маканские), обогащены медью и характеризуются преобладанием ранних пиритовой и халькопирит-пиритовой ассоциаций, на долю которых приходится 30—50% руд. Отношение  $Cu : Zn$  в них в среднем около 2, а отношение  $Se : Te$  от 1 : 1 до 1 : 1,5. Месторождения,

ассоциирующиеся с контрастно дифференцированными породами (Блява, Бурибай, Учалы, Сибай и др.) характеризуются более высоким содержанием цинка (отношение  $Cu : Zn \approx 0,7$ ) и селена (отношение  $Se : Te$  от 4 : 1 до 3 : 1) и преобладанием поздних сфалерит-пиритовой, сфалерит-халькопиритовой и кварцбарит-полиметаллической ассоциаций. Большая часть колчеданных месторождений является носителем повышенных концентраций в рудах, кроме перечисленных элементов, еще и серебра, золота, кадмия, висмута, мышьяка и др.

Геологические условия образования различных колчеданных месторождений, по данным М. Б. Бородаевской (1968), различны. Для районов колчеданной минерализации, образовавшихся в участках раннего наиболее глубокого прогибания складчатых зон, характерны руды существенно пиритового, халькопирит-пиритового и халькопирит-сфалерит-пиритового состава (Урал). При этом месторождения, наиболее богатые медью и цинком, тяготеют к относительно приподнятым мобильным блокам, характеризующимся режимом островных дуг и несущим признаки вулканизма в аэриальных условиях (Гай, им. XIX Партсъезда). В районах, режим развития которых еще в ранние стадии образования геосинклинального трога характеризовался относительно устойчивым поднятием, в составе руд закономерно появляются галенит-сфалеритовые и другие полиметаллические ассоциации (Терексай, Южный Урал), в наиболее прогнутых и менее мобильных блоках господствующее развитие имеют существенно пиритовые или бедные халькопиритом и сфалеритом руды (Учалы, Сибай, Южный Урал). В условиях орогенеза ведущую роль приобретают колчеданно-полиметаллические руды (Алтай, Тянь-Шань), которые образуются по краям вторичных наложенных прогибов (Бородаевская, 1968; Яковлев и др., 1970). К сходным выводам о характере геотектонического развития районов проявления различных типов колчеданных месторождений Кавказа пришли Г. С. Двоенидзе и Г. А. Твалчрелидзе (1968).

Геологическое положение наиболее типичных зарубежных колчеданных месторождений, как показал В. И. Смирнов и др. (1968), весьма сходно с отечественными. Все крупнейшие колчеданные провинции (Канада, Норвегия — Швеция, Австралия—Тасмания, Испания — Португалия и др.) независимо от возраста их образования приурочены к геосинклинальным трогам, выполненным в большей или меньшей степени метаморфизованными осадочно-эффузивными отложениями обычно от основного до кислого состава. Эти грабенообразные планетарного масштаба зоны протягиваются в длину до нескольких тысяч километров при ширине от 5 до 100 км.

В сходных геотектонических условиях формируются и многие другие крупнейшие медные месторождения вулканогенных поясов. Рассмотрев связь металлогении Тихоокеанского рудного пояса с процессами вулканизма, Е. А. Радкевич пришла к выводу, что сходная с колчеданной медная и золото-сульфидная минерализация связана с наиболее длительно прогибавшимися районами островных дуг, в которых формировались мощные толщи морских спилитов. В осложняющих эти зоны поднятиях с наземным обычно более кислым вулканизмом образуются медно-молибденовые месторождения. Иногда, по-видимому, в сходных условиях образуется медно-висмутовая минерализация, как, например, месторождение Сан-Жуан, расположенное на границе Перу и Аргентины.

Среди медных месторождений, связанных с глубокими вулканогенными впадинами прибрежной Тихоокеанской зоны, еще раз назовем Церро-де-Паско

(Перу), Лос-Макес (Чили), Бьют (Северная Америка). Руды этих крупнейших месторождений, кроме меди, представленной наряду с халькопиритом такими минералами, как энаргит, люконит, тетраэдрит, содержат многочисленные минералы серебра, висмута, золото. Сходный минералого-геохимический состав, как мы видели, имеют месторождения Бор и Майданпек, приуроченные к выполненным андезитам и третичным грабен-депрессиям Югославии (Janovic, 1965).

Приведенный выше вывод о появлении молибдена в медных месторождениях вулканогенных поясов, приуроченных к относительным поднятиям, наилучшим образом иллюстрируется составом уникальных медных месторождений порфирирового типа Чили и Южного Перу, содержащих молибденит, турмалин, а также незначительную примесь гюбнерита. Кроме того, довольно широким распространением вольфрамит, а также касситерит пользуются в медных месторождениях Японии. Значительные количества касситерита содержатся в пирротиновых рудах Церро-де-Паско. Следует, вообще, отметить, что минералы олова, молибдена, вольфрама нередко появляются в типичных колчеданно-полиметаллических месторождениях, что, вероятно, связано с геотектоническими особенностями их формирования, на что обычно не обращается внимания. Так, например, касситерит постоянно встречается в рудах Буронского месторождения, недавно в кафанских рудах обнаружен молибденит.

Характеризуя связь руд различных сидерофильных и халькофильных элементов с палеодепрессиями, нельзя не упомянуть о накоплении их в современных впадинах земной коры. В центральном грабене Красного моря в глубоководных впадинах Атлантики, Чейн и Дисковери поверхностный слой осадков содержит марганец, железо, цинк, свинец, медь, серебро и золото в концентрациях, в 50 тысяч раз превышающих их содержание в морской воде. По подсчетам, в слое пород 10-метровой мощности в этих районах содержится 130 млн. *t* перечисленных металлов. Значительно повышенные содержания железа, никеля, кобальта, титана, меди, цинка, свинца установлены в современных осадочно-эффузивных породах кальдеры вулкана Санторин в Эгейском море. Значительное увеличение в осадках содержания марганца, меди, никеля, кобальта от континента к центральной части Индийского океана установили Бендер и Шульц (Bender, Shultz, 1969). Такая же закономерность отмечена для шельфовой тектонически активной Мексиканской зоны в отношении бора, ванадия и никеля (Shimp, Witters, 1969).

Изменения химического состава осадков этими исследователями связываются с изменением их минерального состава. Однако во многих случаях значительное увеличение содержания халькофильных и сидерофильных элементов в новейших осадках связано с воздействием в наиболее тектонически активных зонах современных гидротерм. Как показала С. И. Набоко (1968), современные гидротермальные системы приурочены к областям активного вулканизма — к вулкано-тектоническим депрессиям. Примерами таких районов, кроме Курило-Камчатской зоны СССР, являются Новая Зеландия, Япония и западное побережье США. В таких вулкано-тектонических депрессиях образуются меденосные вторичные кварциты как современные, так и более древние, например, Семиз-Бугу, Жиланды и др.

Сходство общих геотектонических условий формирования медноколчеданных, а также других медных месторождений, связанных с вулканическими и

плутоногенными базальтоидными породами, и руд других халькофильных элементов, связанных с базитами, подчеркивается нередким совместным их нахождением. Наилучшим примером этому является Уральская рудная провинция, в которой исключительно широким распространением в связи с троговыми и горстовыми зонами находятся уже упоминавшиеся нами титаномагнетитовые, платино-хромитовые месторождения, а также многочисленные скарновые проявления железо-медных руд (Овчинников, 1960), медного оруденения в габброидных породах и медноколчеданных руд (Смирнов и др., 1968).

Другим примером сходства общих геотектонических условий образования всех рассмотренных месторождений сидерофильной группы являются каледониды Северо-Западной Европы, которые В. И. Смирнов (1967) привел в качестве примера моноциклического рудного пояса. На этой территории, протягивающейся по краевой части Скандинавского полуострова и Британским островам, по данным Хольтедаля, известны многочисленные колчеданные месторождения (Лексдаль, Рерус и др.), хромитоносные ультрабазиты, титаномагнетитовые руды в габбро и медно-железорудные скарны в норд-маркитах (плагиогранит-сиенитах) Норвегии. Все эти месторождения формировались в пределах изолированных глубоких трогов, приуроченных к единому прогибу, протягивающемуся более чем на 2000 км.

К зонам крупных прогибов и их краевым частям в различных районах тяготеют и магматогенные железорудные месторождения. Такое положение занимают наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения Алтае-Саянской области, детально изученные Г. Л. Поспеловым (1959). По его данным, наиболее важное значение в металлогении железа Алтае-Саянской складчатой области играют пояса группировок наложенных впадин. Среди них он называет Тегульдетскую — Минусинскую — Тувинскую палеозойские впадины, а также Убсунурскую и другие мезозойские впадины Монголии. Наиболее крупные пояса железорудных месторождений приурочены непосредственно к краевым прогибам, к зонам их сочленений с устойчивыми поднятиями, а также нередко находятся на продолжении протяженных депрессионных зон.

В бортовых частях Тунгусской синеклизы расположены наиболее крупные эндогенные железорудные магмамагнетитовые месторождения Сибирской платформы (Павлов, 1960). Так, например, наиболее крупный Ангаро-Илимский железорудный район приурочен к южному и юго-восточному бортам Тунгусской синеклизы, которые характеризовались наиболее длительной мобильностью. Здесь кроме мощных допалеозойских и палеозойских осадочных и туфогенно-осадочных пород обнажаются мезозойские континентальные отложения.

Выше мы коснулись общих геотектонических условий формирования сидерофильной группы месторождений. С другой стороны, в ряде рудных провинций медноколчеданное оруденение пространственно ассоциируется с золоторудными, свинцово-цинковыми и другими рудами (Урал, Казахстан, ФРГ, Канада и т. п.), а медно-никелевое — с медными, свинцово-цинковыми, кобальтовыми и серебряными (Канада и т. д.) и т. д. Образование всех этих месторождений, которые можно отнести к халькофильной группе, также связано с нисходящими предрудными движениями земной коры.

В качестве примеров связи месторождений халькофильной группы с интенсивными, нередко весьма длительными нисходящими перемещениями земной коры или с планетарными зонами разломов наибольшей мобильности, разделяющими крупные поднятые и опущенные блоки земной коры, приведем данные по пространственному положению некоторых кобальтовых, золоторудных, свинцово-цинковых, сурьмяных и ртутных месторождений.

Весьма типично региональное геотектоническое положение мышьяково-медно-никель-кобальтового оруденения (арсенидного типа) каледонид Сибири. По данным В. А. Унксова (1958), ареал их распространения совпадает с поясом поздних наложенных депрессий Горного Алтая и Тувы. Самые северные точки никель-кобальтовых руд располагаются в зонах сопряжения Западного Саяна и Минусинской депрессии, где они граничат и отчасти совмещаются с областью распространения скарновых магнетитовых руд. Подавляющее большинство никель-кобальтовых месторождений приурочено к краевым частям депрессий. Лишь в некоторых случаях они располагаются близко к их осевым частям, так же как и в окраинных частях поднятий, обрамляющих эти депрессии. К этому можно добавить, что широко известные арсенидные руды серебра—никеля—кобальта и других элементов, как это показал Е. Е. Захаров (1958) и Г. А. Крутов (1959), также приурочены к краевым частям срединных массивов или платформ, осложненных поздними наложенными впадинами.

Недавно И. С. Рожков (1968), рассматривая закономерности размещения золота в мировом масштабе, пришел к выводу, что многие золоторудные месторождения образуются в районах, характеризовавшихся в основном нисходящими предрудными движениями. Так, золотая минерализация щитов приурочена к узким грабен-синклиналильным зонам шовного типа, выполненным главным образом вулканогенными зеленокаменными толщами. Такое положение характерно для кварц-сульфидных и золото-колчеданистых серебро- и теллуросодержащих месторождений Канадского щита. Эти же черты типичны для Австралийского Южно- и Восточно-Африканского щитов, а также крупнейших Коларских месторождений Индийского щита. Последние представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, пирротином, арсенопиритом, шеелитом, магнетитом, самородным золотом и теллуридами золота и серебра.

На Африканской платформе в пределах крупного синклиналильного прогиба, в грабене Одендалрюс, расположено рудное поле золотоносных конгломератов Витватерсранда, а в пределах узкой грабенсинклинали золотоносные конгломераты Тарквы. В близкой структурной обстановке находятся урановые, золотоносные конгломераты района Бленд-Ривер (Канадский щит), а также золотоносные метасоматиты Ганы. Что касается геотектонического положения золоторудных месторождений халькофильной группы складчатых областей, то здесь в литературе какие-либо конкретные общие выводы отсутствуют. Несмотря на это, для отдельных районов связь золото-сульфидных месторождений с интенсивными нисходящими перемещениями земной коры отмечается со всей очевидностью. Кроме отмеченных нами для Восточного Забайкалья и данных по Якутии (Котляр, 1968; Гамянин, 1969), такие случаи установлены Н. А. Шилов и др. (1969) для золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса, М. Г. Золотовым (1965), Э. Н. Лишневым (1968), М. А. Фаворской и др. (1969) для юго-восточных районов СССР и Приморья. Е. А. Радкевич (1968) писала об этом в еще более широком плане для всего

Тихоокеанского пояса, где хорошими примерами могут являться золото-серебряные с теллуридами и селенидами месторождения западных штатов США (Крипл-Крик, Камсток, Голдфилд и др.).

С поздними наложенными впадинами и грабен-депрессиями часто связаны и золото-сульфидные месторождения в активизированных участках древних платформ и складчатых зон. Такие условия, по-видимому, характерны для Центрально-Алданского района (Лебединское, Куранахское и другие месторождения), а также некоторых районов Джугджуро-Станового пояса и Восточных Саян. В первом случае золоторудные месторождения связаны с краевыми частями наложенных молодых вулканогенных грабен-депрессий, во втором — с кембрийскими прогибами. Следует также отметить, что золото-сульфидное Березовское месторождение на Среднем Урале, считающееся классическим примером проявления золота посторогенного этапа (Рожков, 1968), недавно получило новое геологическое освещение. Подтвердилось мнение, высказанное еще В. В. Хоментовским, что оно приурочено к грабенообразной структуре, выполненной палеозойскими породами.

Общие региональные тектонические условия формирования свинцово-цинковой минерализации халькофильной группы месторождений в литературе освещаются довольно редко (Захаров, 1958, 1959, 1960; Щеглов, 1968; Федорчук, 1968).

Отмечая связь свинцово-цинковой минерализации с базальтоидным магматизмом и нисходящими движениями земной коры, Н. П. Херасков (1958) в качестве примера привел районы вкрапленных стратиформных свинцово-цинковых руд южной части Сибирской платформы и долины р. Миссисипи центральных районов США. Для этих же месторождений Е. Е. Захаров (1958, 1959) показал наличие преимущественной приуроченности к окраинным участкам наиболее устойчивых блоков земной коры (щитов, платформ, срединных массивов). Дополнительные материалы, свидетельствующие о справедливости этих выводов, привели А. Д. Щеглов (1968) и В. П. Федорчук (1968). Анализируя закономерности размещения стратиформных и сходных с ними жильных свинцово-цинковых месторождений Западной Европы и СССР, А. Д. Щеглов подчеркнул, что они практически во всех случаях располагаются в обрамлении срединных массивов. К этому добавим, что в мезозойских мульдообразных впадинах Силезско-Краковского и других районов Польской Народной Республики, в северном обрамлении Чешского массива широко распространены стратиформные свинцово-цинковые месторождения с повышенными содержаниями таллия, кадмия, мышьяка, галлия. Такой же характер минерализации типичен для зоны Альп в юго-западном обрамлении Чешского массива. На западе в несколько большем удалении от этого срединного массива находится Рейнская зона свинцово-цинковой минерализации, связанная с наложенными мезозойскими впадинами и грабен-депрессиями. С депрессионными зонами в обрамлении Армориканского, Центрально-Французского массива и Испанской Месеты связана также сходная свинцово-цинковая минерализация (Laffitte, 1967; Щеглов, 1968). С мезозойскими депрессионными зонами связана также сходная с силезской обогащенная германием и кадмием свинцово-цинковая минерализация Австрии, Северной Италии и других районов Альп. В большинстве случаев месторождения этих районов приурочены к карбонатным породам триаса.

В палеозойской депрессионной зоне, примыкающей к Кураминскому

поднятию Тянь-Шаня, приурочена свинцово-цинковая минерализация Каратау (Захаров, 1960). Многочисленные месторождения Каратау залегают в карбонатных породах, которые составляют здесь многокилометровую толщу девона и карбона. Как показали Ш. Е. Есенов, Д. С. Кунаев (1967) и А. К. Каюпов, А. Е. Шлыгин, В. П. Стеценко (1966), положение свинцовой, цинковой, а также медной минерализации в краевых прогибах и наложенных впадинах вообще типично для всего Восточного и Южного Казахстана.

Сходные геотектонические условия образования характерны для сходных месторождений Средней Азии. Свинцово-цинковая минерализация карбонатного, баритового и флюоритового типов сосредоточена здесь главным образом в эпипалеозойских прогибах, часто на стыке последних со срединными массивами, а также в наложенных позднегерцинских локальных депрессиях.

Близкий тектонический характер имеют северные районы распространения свинцово-цинковой минерализации Полярноуральско-Новоземельский и Таймыр-Североземельский и многие другие провинции СССР и зарубежных стран (районы Миссисипи—Миссури—Иллинойса—Кентукки, США; Пайн-Пойнт, Канада; Северной, Юго-Западной и других районов Африки и т. д.). Весьма характерным для многих из перечисленных районов зарубежных стран является повышенная германиееносность руд, вплоть до появления собственно германиевой и реньерит-германиевой минерализации (Тзумеб, Кипуши).

Кроме рассмотренных стратиформных свинцово-цинковых месторождений районов длительных устойчивых прогибаний весьма крупных участков земной коры и накопления мощных толщ карбонатных, часто доломитовых пород в областях относительно слабой тектонической активности, к халькофильной группе мы относим свинцово-цинковые месторождения вулканогенных зон. Для этих районов характерен режим интенсивных тектонических движений с контрастными перемещениями поднятых и опущенных блоков земной коры и частая приуроченность минерализации к стыкам этих разнородных структур. Такие месторождения распространены в Тихоокеанском поясе: на западном побережье США, в Мексике и на Перуанском побережье Южной Америки. В Средиземноморской зоне они известны в Югославии, Румынии, Венгрии, в Закарпатской зоне СССР и других местах. Для этих месторождений типична приуроченность к краевым частям внутренних наложенных вулканогенных впадин (Лазаренко и др., 1970). Общей геохимической особенностью их руд являются повышенные содержания меди, серебра, золота, селена, теллура и ассоциации месторождений с золото-серебряной, ртутной, а иногда с висмут-теллуровой минерализацией.

В заключение краткой характеристики самых общих геотектонических условий образования месторождений халькофильной группы кратко остановимся на ртутной и сурьмяно-ртутной минерализации.

Общей генеральной геотектонической особенностью месторождений этих металлов является связь с наиболее молодыми мобильными и долгоживущими зонами глубинных разломов земной коры. Характеризуя общие геотектонические особенности сурьмяно-ртутной и телетермальной свинцово-цинковой минерализации, В. П. Федорчук (1964, 1968) отмечает, что рудные пояса с такой минерализацией обнаруживают приуроченность: 1) к периферическим (окраинным) частям древних стабильных массивов, как бы опоясывая их; 2) к зонам перехода от поднятий к прогибам, возникающим в пределах складчатых областей; 3) к зонам долгоживущих краевых разломов глубинного заложения;

4) к областям развития недавней или современной вулканической деятельности линейных тектонических зон.

Перечисленные геотектонические условия охватывают все разнообразие обстановок формирования сурьмяно-ртутной минерализации. Можно лишь подчеркнуть значение для формирования наиболее крупных сурьмяно-ртутных рудных полей интенсивных нисходящих перемещений и депрессионных зон земной коры, к краевым частям которых приурочены все главные сурьмяные и ртутные месторождения. Интересные выводы сделал Ю. Е. Баранов для месторождений, связанных с молодыми вулканогенными областями, на которые, как известно, приходится основное количество сурьмяно-ртутных руд Северной Америки и стран Западной Европы. Месторождения ртути чаще развиваются в регионах с редуцированным эффузивным вулканизмом, с преобладающим развитием туфов, даек, а также фумарол и горячих источников. Нередко наблюдается контрастная полярная дифференциация вулканогенных пород от базальтов до риолитов. Крупнейшие рудные поля тяготеют к границе раздела зон коры океанического и континентального типов и приурочены к крупным поперечным прогибам, располагаясь в их бортовых частях. Сходными регионально-геохимическими особенностями характеризуются и реальгар-аурипигментовые рудопоявления.

Геохимические черты сурьмяно-ртутных месторождений весьма разнообразны, обычно с ними ассоциированы мышьяк, селен, цинк, золото, нередко таллий. Что касается геохимических особенностей реальгар-аурипигментовых руд, то они часто, кроме повышенных содержаний ртути, несут таллиевую минерализацию. Чаще других ртутные месторождения пространственно совмещены с охарактеризованной выше свинцово-цинковой минерализацией халькофильной группы. Эта связь была давно известна для Североамериканского побережья и наметилась для Средиземноморья и ряда других районов (Захаров, 1959). Заслуживают специального упоминания геотектонические особенности возникновения специфической, но довольно часто встречающейся сурьмяно-ртутно-вольфрамовой минерализации (Забайкалье, Кавказ, Турция, Мексика, Южная Америка). Эти месторождения, по данным Ю. Е. Баранова, четко оконтуривают края блоков, длительно развивавшихся как относительно спокойные поднятия.

В заключение остановимся на краткой характеристике геотектонических условий возникновения промышленных концентраций отдельных металлов.

#### Геотектонические условия концентрации отдельных металлов

**Олово, вольфрам.** Все типы месторождений этих металлов как литофильной, так и литофильно-халькофильной группы проявлены в поднятиях, расположенных в районах более или менее устойчивого и интенсивного общего прогиба и накопления терригенных песчанико-глинистых осадочных, гораздо реже карбонатных или туфогенно-осадочных отложений повышенной мощности. Все наиболее широко известные месторождения олова (вольфрама) приурочены к локальным поднятиям, которые образовались на площадях, интенсивно прогибавшихся незадолго до оруденения. Во всех случаях в непосредственной близости от наиболее крупных рудных полей устанавливается наличие гранитоидов, даек диорит-порфиритового, лампрофирового и другого состава, а также близких ко времени образования месторождений эффузивно-осадочных и оса-

дочных пород, фиксирующих наличие грабенообразных структур. Наиболее крупные оловорудные (вольфрамовые) месторождения литофильно-халькофильной группы приурочены к краевым частям поднятий, границы которых унаследовали границы более древних контрастных структур. При этом месторождения часто приурочены к участкам наибольшего изгиба контуров поднятий в блоках, находящихся в условиях тектонического растяжения. В последнее время вывод о приуроченности касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных месторождений к инверсионным поднятиям сделан М. И. Ициксоном, В. Т. Матвеенком (1968), Д. В. Рундквистом и др. (1970).

**Молибден.** Все известные значительные месторождения молибдена литофильной и литофильно-халькофильной группы приурочены к различного типа поднятиям (Твалчрелидзе, 1967; Мейтув, Иванов, Иванова, 1967; Покалов, 1970). Как было показано в этой работе, чаще всего крупные месторождения молибденовых и медно-молибденовых руд приурочены к краевым участкам поднятий. Как отмечает В. Т. Покалов (1970), различные типы молибденовых и молибденсодержащих руд характеризуются специфическими геолого-тектоническими условиями формирования. Медно-молибденовые месторождения чаще образуются в геантиклинальных поднятиях в орогенную стадию геосинклиналей. Молибденовые, а также грейзеновые и скарновые вольфрам-молибденовые месторождения обычно формировались в платформенных и орогенных активизированных областях. Первые — в районах проявления наложенных впадин, вторые — без них.

**Бериллий, тантал, литий, рубидий, цезий,** связанные с месторождениями литофильной и литофильно-халькофильной группы, так же как и предыдущие металлы, концентрируются в пределах различных поднятий. На это в последние годы обращалось внимание многими исследователями (Херасков, 1958; Смирнов, 1962; Волочкович, Леонтьев, 1964; Мейтув, Иванов, Иванова, 1967, 1968; Апельцин, 1969; Павлова, Рундквист, 1968 и др.). Наряду с этим высказывается и диаметрально противоположное мнение, что редкометальные месторождения связаны с прогибами (Боголепов, 1969, и др.). Как показано авторами, характерной чертой наиболее перспективного в отношении бериллия сравнительно нового типа фенакит-бертрандитовой минерализации (литофильно-халькофильная группа месторождений) является приуроченность к краевым частям стабильных относительно приподнятых структур (Мейтув, Иванов, Иванова, 1967, 1968). При этом чем более древнюю консолидацию имеет активизированная структура, тем она более перспективна для образования крупных концентраций бериллиевых руд.

Если все охарактеризованные редкие элементы, а также индий и флюорит образуют месторождения в условиях восходящих предрудных движений земной коры, то эндогенные месторождения многих халькофильных и сидерофильных элементов, таких, как медь, никель, железо, платиновые металлы, титан, хром, ванадий, сурьма, ртуть дают наиболее крупные концентрации в основном в условиях интенсивных нисходящих перемещений, а концентрации свинца, цинка, золота, серебра, висмута, мышьяка, селена, теллура, таллия, германия, галлия, скандия, рения встречаются как в поднятиях, так и в прогибах. В настоящее время региональные геолого-геохимические закономерности выявлены далеко не полностью и не для всех перечисленных элементов, однако некоторые общие связи намечены достаточно определенно.

Свинец, цинк накапливаются в месторождениях литофильно-халькофильной и халькофильной групп. В первых свинец обычно преобладает над цинком, а из ассоциирующихся с ним элементов наибольшие концентрации образуют олово, висмут, селен, теллур, мышьяк, индий. Эти месторождения обычно встречаются в краевых частях стабильных древних поднятий, нередко поблизости от наложенных впадин. В свинцово-цинковых месторождениях халькофильной группы цинк нередко преобладает над свинцом, а из элементов-примесей наиболее типичны сурьма, таллий, галлий, германий, ртуть. Для этих свинцово-цинковых месторождений характерно образование в условиях нисходящих предрудных движений.

Золото содержится в составе многих месторождений литофильно-халькофильной, халькофильной и сидерофильной групп. Как и для свинца, месторождения золота первой группы образуются в поднятиях, тяготея к их краевым частям. В этом случае золото часто ассоциировано с вольфрамом, молибденом, висмутом, теллуrom, мышьяком. Золоторудные месторождения халькофильной и сидерофильной групп, в которых золото чаще ассоциирует с медью, платиновыми металлами, сурьмой, серебром, формируются в участках земной коры, испытывавших в предрудное время устойчивое интенсивное опускание.

Медь концентрируется в рудах месторождений сидерофильной, халькофильной и литофильно-халькофильной групп. И в том, и в другом случае наиболее крупные и обогащенные медью месторождения образуются в районах, дорудная история которых характеризовалась длительными интенсивными нисходящими перемещениями. Краевые авлакогены платформ характеризуются ассоциацией меди с никелем, платиновыми металлами, кобальтом, селеном, теллуrom, золотом, в геосинклинальных трогах формируются медно-цинковые руды с селеном, теллуrom, золотом, таллием, галлием, германием и другими элементами. В медных месторождениях, образующихся в поднятиях, с медью чаще ассоциируются свинец, золото, висмут, молибден.

Никель, кобальт образуют наиболее существенные концентрации в условиях нисходящих предрудных движений в месторождениях сидерофильной и халькофильной группы. Таким же характером движений отличаются участки земной коры, в которых образуются хромитовые и титановые месторождения, а также руды сурьмы.

Для образования многих крупнейших месторождений ряда металлов, но особенно для ртути, наиболее благоприятными являются участки перехода от стабильных поднятий к стабильным прогибам, в которых происходит совмещение коры материкового и океанического типов. В сходных, но своеобразно развивавшихся рифтовых участках и других глубинных проницаемых зонах образуются наиболее существенные промышленные концентрации ниобия, редких земель и других компонентов месторождений щелочной группы (Бордин, Нечаева, Ганзеев, 1970; Гинзбург, Апельцин, 1970). Геотектонические условия образования различных типов месторождений этих редких элементов щелочной группы также специфичны, что можно заключить, исходя из различий формирования рифтовых зон, показанных Е. Е. Милановским (1970). Однако в силу наиболее глубинного происхождения этих геологических образований и слабой изученности связей между глубинными и поверхностными процессами эти вопросы применительно к рудным месторождениям еще ждут своего решения.

## ОСНОВЫ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

В этом разделе мы попытаемся сделать некоторые общие выводы, которые необходимо учитывать при геолого-геохимических исследованиях рудных провинций.

Изложенные выше материалы касались либо районов, достаточно хорошо известных авторам, либо вытекали из анализа довольно разнородного литературного материала. В целом этот раздел мы рассматриваем как опыт разработки основ региональных геолого-геохимических исследований применительно к эндогенным рудным месторождениям. Заключение, сделанные в работе, основаны на исследованиях различных масштабов — от 1 : 5 000 000 — 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000—1 : 50 000.

Приведенный материал касался особенностей рудоносности различных тектонических подразделений (складчатых областей, платформ, зон активизации), относящихся к различным участкам земного шара и отличающихся возрастом формирования. Развитые в их пределах месторождения охватывают широкий круг типов минерализации, отличающихся возрастом, глубиной, температурой рудообразования, величиной эрозионного среза, составом вмещающих оруденение пород и т. д. Несмотря на все многообразие обстановок, безусловно, сказывающееся на геохимическом облике и минеральном составе эндогенных месторождений, удается установить некоторые общие геолого-геохимические связи, определяющие главные черты различных эндогенных образований.

Во всех случаях рудные концентрации литофильных элементов (лития, рубидия, цезия, бериллия, тантала, вольфрама, олова и др.) приурочены к участкам, развивающимся по типу поднятий, тогда как рудные компоненты, относимые к элементам сидерофильной группы (никель, кобальт, платиновые металлы, титан, хром и др.), — к опущенным участкам. Большинство халькофильных элементов (свинец, цинк, медь, серебро, золото, молибден, мышьяк, сурьма и др.) образуют промышленные концентрации, с одной стороны, в опущенных участках, а с другой, — в краевых частях поднятых структур. В свою очередь и изверженные породы в своем пространственном размещении также тесно связаны со знаком структур. Наиболее кислые по составу магматические образования приурочены к поднятиям, более основные — к прогибам, промежуточные разности — к переходным зонам.

Таким образом, основным ведущим принципом, определяющим общий геохимический облик различных эндогенных образований и закономерности размещения руд различных элементов, является характер вертикальных перемещений участков земной коры.

Он справедлив при сопоставлении эндогенных образований материков, океанических впадин и переходных зон; геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов в складчатых областях; антиклиз и синеклиз в платформенных областях в пределах отдельных регионов и, наконец, при сопоставлении рудоносности поднятых и опущенных блоков отдельного района. Сопоставление наборов рудных компонентов месторождений и петрохимических особенностей изверженных пород в структурах одноименного знака, но располагающихся в различных географических участках земного шара (Тихоокеанский, Средиземноморский и другие сегменты), в областях платформенного или геосинклинального развития, в зонах активизации, отличающихся возрастом заложения и другими особенностями, показывает наличие существенных различий. Это связано с тем, что геохимическая специфика того или иного региона, района и т. д. определяется не только существующим в настоящее время их относительным вертикальным положением, а всей обозримой историей вертикальных перемещений. Так, например, положительные структуры в областях наиболее древней консолидации часто характеризуются большими масштабами проявления тантало-ниобиевой, редкоземельной, циркониевой, бериллиевой, фторовой минерализации по сравнению с поднятиями в молодых складчатых областях, где наиболее характерными компонентами руд нередко являются олово, вольфрам и др. Имеется разница и в рудоносности различных депрессионных структур. Например, наиболее крупные комплексные месторождения меди, никеля, кобальта и платиноидов характерны главным образом для платформ и областей наиболее древней завершенной складчатости, тогда как обогащенные сурьмой, золото-серебряные и полиметаллические месторождения гораздо более свойственны молодым областям.

Кроме возраста заложения структур, очень важное значение на характер оруденения оказывает фактор унаследованности их развития. Как было показано на примере Восточного Забайкалья, участки наиболее устойчивого сквозного воздымания в доюрское и юрское время отличались обогащенностью фторовой минерализацией, тогда как участки, поднятые в юре, но длительно прогибавшиеся в доюрское время, отличаются повышенной олово- и вольфрамоносностью. Депрессионным структурам постоянного прогибания свойственна обогащенность руд золотом и сурьмой, а для участков, прогибавшихся менее устойчиво, эти компоненты мало характерны. Аналогичные примеры приводились для Якутии и других районов.

При анализе истории вертикальных перемещений отдельных участков земной коры мы смогли учесть лишь их относительную направленность и в какой-то мере их продолжительность. Следует иметь в виду, что и амплитуда вертикальных перемещений также, по-видимому, оказывает существенное влияние на характер рудообразования и ее необходимо учитывать при дальнейших исследованиях.

Характер вертикальных движений предопределяет не только концентрацию тех или иных промышленных компонентов руд, но и сказывается на возникновении определенных типов рудной минерализации. В поднятиях обра-

зуются пегматитовые, грейзеновые, альбититовые, кварцево-жилные месторождения с вольфрамитом, тантало-ниобатами, бериллом, касситеритом, молибденитом, а также касситерит-сульфидные, вольфрамит-сульфидные, молибденит-полиметаллические, бертрандит-фенакитовые и флюоритовые, в ряде случаев обогащенные галенитом и сфалеритом, кварц-золоторудные висмут- и теллуросодержащие и другие месторождения. В прогибах формируются пирротин-халькопирит-пентландитовые платиносодержащие, титаномagnetитовые, хромитовые, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, многообразные галенит-сфалеритовые, золото-серебряные и серебряные, в той или иной степени обогащенные сульфосолями, антимонитовые, реальгар-аурипигментовые и другие месторождения. Появление того или иного типа минерализации зависит от конкретной истории геологического развития соответствующего участка.

Многообразие типов минерализации и обогащенность их теми или иными рудными компонентами определяется многими факторами, среди которых можно назвать специфику истории вертикальных перемещений, положение месторождения в структуре (центральные или краевые части поднятий и прогибов), их размерность — удаленность центральных частей от краев (первые километры или десятки километров). Например, для Восточного Забайкалья ведущими факторами, определяющими тип месторождения, в значительной мере являлись: характер вертикальных перемещений непосредственно в предрудное время — в юре; затем, в центральных частях юрских поднятий, удаленных от краевых частей на десятки километров, получили развитие кварц-редкометалльные типы месторождений, тогда как в краевых частях — редкометалльно-сульфидные. В поднятиях с гораздо меньшим поперечником и в центральных и краевых частях преимущественно развиты редкометалльно-сульфидные месторождения.

При сравнении различных регионов, характеризующихся большим разнообразием типов минерализации и набором рудных компонентов, наиболее целесообразно пользоваться укрупненной систематикой типов месторождений, построенной на геохимической основе. Выделяются литофильная, литофильно-халькофильная, халькофильная и т. д. группы месторождений (см. табл. 53). Геохимический облик, минеральный состав, а также тектоническое положение каждой из выделенных групп совершенно определено. Месторождения литофильной и литофильно-халькофильной групп приурочены к различного типа поднятиям, месторождения халькофильной и сидерофильной групп — к прогибам. При этом месторождения литофильно-халькофильной и халькофильной групп часто приурочены к краевым частям структур.

Специфика эндогенных образований смежных структур разного знака нередко обуславливает появление зональности в пространственном размещении металлов, типов их месторождений и изверженных пород. Примеры смены одного типа минерализации другим весьма многочисленны и были охарактеризованы выше в различных масштабах. Это зональность наиболее крупного Тихоокеанского пояса, в котором в направлении от внутренних частей материка к океанической впадине месторождения олова, бериллия и других редких элементов литофильной и литофильно-халькофильной групп, сопровождаемые наиболее кислыми гранитоидными породами, сменяются медно-молибденовой, свинцово-цинковой, золоторудной минерализацией литофильно-халькофильной групп и изверженными породами умеренно кислого

и среднего состава. Еще далее прослеживается золото-серебряная и ртутная минерализация халькофильной группы и породы среднего — основного состава.

Многочисленные примеры зональной смены эндогенных образований от поднятий к прогибам на более локальных площадях приводились при описании Восточного Забайкалья, Северо-Восточной Якутии, Северной Африки, Болгарии и других регионов. Интересно подчеркнуть, что зональность даже отдельных рудных полей и месторождений хорошо вписывается в общую региональную зональность района (Восточное Забайкалье и др.). Поскольку переход от поднятий к прогибам в каждом конкретном случае может быть различным (резкий, постепенный, ступенчатый), то и ширина зон и состав проявленной в них минерализации может варьировать в широких пределах.

Важнейшее значение при геолого-геохимических построениях имеют региональные геофизические данные. Это обусловлено тем, что, как установлено в последнее время, геохимические процессы, происходящие в верхней оболочке Земли, тесно связаны с геохимической эволюцией более глубоких ее частей. Они обязаны радиальной миграции вещества к поверхности, что обосновано теоретически и экспериментально работами А. П. Виноградова, Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева, Л. Н. Овчинникова и др. Очевидно, что наблюдаемые регионально-геохимические особенности в первую очередь зависят от глубинного строения земной коры и мантии Земли. Глубинное заложение более или менее крупных тектонических структур впервые обосновал Н. С. Шатский. Весь накопленный к настоящему времени геофизический материал по глубинному строению земной коры и мантии Земли подтверждает это (Белоусов, 1966; Деменецкая, 1967; Андреев, 1963; Борисов, 1967; Косминская, 1968; Субботин и др., 1968; Фотиади, Каратаев, 1970, и др.). Вместе с тем необходимо иметь в виду, что геофизические данные характеризуют главным образом современное состояние земной коры и их следует привлекать при воспроизведении строения коры, существовавшей в интересующие нас геологические периоды, только лишь с учетом всей истории вертикальных перемещений и особенно степени их унаследованности.

Проводя геолого-геохимический анализ рудных провинций, авторы во всех возможных случаях пытались применить методы математической статистики. Эти методы использовались при оценке степени концентрации элементов в породах, рудах и минералах; при определении абсолютного возраста пород и руд, температур рудообразования; для выявления закономерностей пространственного размещения оруденения и магматизма в различных структурах и т. д. Статистический анализ во всех случаях применялся для подтверждения достоверности наблюдаемых фактов и должен стать основой всех региональных геолого-геохимических построений.

При прогнозировании новых рудных районов с помощью предлагаемого геолого-геохимического метода следует различать три этапа: а) выяснение общих закономерностей размещения геохимических концентраций различных металлов, типов их месторождений и магматических образований; б) установление рудоконтролирующих факторов и мест локализации рудных районов промышленного оруденения для различных полезных ископаемых и типов их месторождений; в) прогнозная оценка территории с выявлением новых рудных районов.

Первый этап решается на основе обобщения и статистической обработки существующих данных по размещению месторождений, рудопроявлений и их типов, а также металлотметрических аномалий различных металлов на специально разработанной тектонической основе. Особенностью тектонической основы является анализ вертикальных перемещений, устанавливающийся в результате генерализации палеотектонических и палеогеографических схем в первую очередь по предрудному времени. Устанавливаются статистические критерии связи различных эндогенных образований с участками, испытывавшими в различные эпохи дорудного времени относительные вертикальные перемещения различной направленности (устойчивые поднятия, прогибы, структуры переменного знака и т. д.).

Второй этап исследований заключается в вычислении статистических оценок связи определенных металлов, типов их месторождений и районов скопления с границами выделенных тектонических подразделений и границами массивов, ассоциированных с оруденением в пространстве и во времени изверженных пород. Для каждого металла, более того, для каждого типа месторождений определенного металла, может быть установлен специфичный набор и порядок важности локализирующих факторов. Устанавливаются пределы оптимальных расстояний каждого металла и типа его месторождений относительно выделяемых локализирующих границ.

Участки совмещения площадей влияния различных факторов могут показать максимальную концентрацию месторождений различных металлов на участках с небольшой площадью (рудные узлы и поля).

В этап прогнозирования для каждого металла на принятой тектонической основе выделяются площади структур, для которых была установлена наибольшая благоприятность в отношении концентрации этого металла. В пределах этих площадей очерчиваются территории, наиболее благоприятные на интересующий определенный тип месторождений этого металла. Далее по сумме значений рудокализирующих факторов в них можно выделить рудные районы.

Затем, рассматривая эти районы более детально, на основе карт масштабов 1 : 50 000—1 : 200 000, выделяют рудные узлы и поля. Это делается на основе знания оптимальных величин удаленности месторождений того или иного интересующего металла и типа месторождения от главных рудокализирующих геологических границ (депрессий, поднятий, впадин, интрузий). Участки совмещенного влияния различных факторов являются наиболее перспективными и выделяются как первоочередные для поисков скрытого оруденения.

Естественно, что при проведении крупно- и среднemasштабных поисковых работ необходимо учитывать и те многочисленные общепризнанные факторы, которые не рассматривались в работе. Это различного типа тектонические нарушения, складчатые структуры, физико-химические свойства пород и т. д.

Предлагаемый подход к прогнозированию открывает пути для повышения результативности геолого-поисковых работ — доведение эффективности исследований масштаба 1 : 1 000 000 до требований, предъявляемых к масштабу 1 : 200 000, а для масштаба 1 : 200 000 — до масштаба 1 : 50 000 и крупнее.

В условиях все нарастающих объемов геологопоисковых работ и больших научно-технических возможностей простое экстенсивное расширение исследований, проводимых традиционными методами, неминуемо ведет к снижению темпов роста производительности труда. Следовательно, имеется острая необходимость в отыскании каких-то новых приемов, которые позволили бы повысить результативность геологических работ при некоторой стабилизации уровня ассигнований. Без этого невозможно добиться запланированного на ближайшие годы значительного увеличения запасов и добычи большинства полезных ископаемых.

При металлогенических исследованиях учитываются многие факторы, среди которых считаются особенно важными источник рудного вещества, глубина зарождения магматического очага и возникновения рудогенерирующих растворов; состав изверженных пород, время отделения флюидов и удаленность месторождений от их источников; состав пород по пути следования растворов и на месте рудоотложения; эрозийный срез территорий, температура рудообразования и глубина его от поверхности земли и т. д. Велика роль в металлогении разрывных нарушений и тектонических подразделений различных категорий. Известно отличие характера рудоносности разных эпох, что также накладывает отпечаток на металлогеническую специфику различных территорий. Некоторые особенности металлогении, по-видимому, связаны с асимметрией строения различных сегментов Земли.

В этой работе затронут лишь один аспект проблемы — рассмотрены особенности химизма месторождений и закономерности их размещения под углом зрения истории вертикальных тектонических перемещений участков земной коры. Характер вертикальных перемещений зафиксирован в особенностях осадочных образований и поддается объективному анализу. Связь истории вертикальных перемещений со спецификой эндогенного рудообразования общеизвестна и широко используется при металлогенических построениях. Однако, если при общепринятом анализе металлогенических закономерностей в каждом конкретном случае учитывается только какой-то один знак направленности вертикальных тектонических движений и суммарная характеристика эндогенных образований, то предлагаемое решение базируется на анализе всей истории вертикальных перемещений данного участка и рудоносности, свойственной именно этой комбинации движений. Такова основная идея проведенного исследования.

Постараемся наметить главные моменты, определяющие специфику данного подхода. Одни из них нашли освещение в этой работе, другие, за неимением достаточного материала, не могли быть раскрыты, но требуют дальнейшего изучения. Прежде всего подчеркнем, что при выяснении специфики рудоносности какого-то участка необходимо рассматривать всю комбинацию движений именно этого конкретного участка земной коры в течение всей его геологической истории.

При воспроизведении истории вертикальных перемещений необходимо учитывать их амплитуду и скорость процесса. Важен общий тектонический режим, на фоне которого происходят вертикальные перемещения. Поскольку генетическая принадлежность к тому или иному тектоническому режиму (платформенный, геосинклинальный, активизация) во многих случаях не решается однозначно, по-видимому, следует руководствоваться объективными литолого-стратиграфическими данными.

В каждом конкретном случае в зависимости от степени изученности региона и продолжительности предрудной геологической истории необходимо найти наиболее рациональные временные группировки, подчеркивающие основные моменты истории вертикальных перемещений. При этом временные подразделения могут быть далеко не равноценными по продолжительности. По-видимому, близкие к оруденению отрезки времени целесообразно подразделять более дробно. Необходимо учитывать, что различные периоды истории, предшествующей оруденению, могут по-разному сказываться на рудообразовании. Так, непосредственно предрудные моменты обычно сказываются четче и нередко определяют тип месторождения.

Существенное значение имеет учет интервала времени с момента консолидации территории до процесса возобновления тектонической активности и рудообразования (многие сотни млн. лет или первые сотни — десятки млн. лет). С этим нередко хорошо увязывается наличие или отсутствие того или иного металла.

В областях с резко различным возрастом оруденения участки даже с близкой предрудной историей вертикальных перемещений могут отличаться друг от друга в силу различной величины эрозионного среза и вытекающих отсюда особенностей руд. В пределах одной области и разновозрастного оруденения такие случаи также могут иметь место при сильно расчлененном рельефе.

Минералого-геохимические особенности месторождений зависят от их положения в структурах соответствующего знака (в краевых или центральных частях, наиболее погруженных или поднятых, и т. д.). Размеры структур и их форма также сказываются на характере оруденения.

Отражением различий в металлогении поднятых и опущенных участков, центральных и периферических их зон и т. д. является проявление рудно-магматической зональности. Масштабы этой зональности различны. Характер смены оруденения зависит от контрастности тектонических границ структур разного знака.

Наиболее рациональным методом воссоздания истории вертикальных перемещений для металлогенических целей является палеотектонический и палеогеографический анализ. Он является ведущим в осадочной металлогении, а также при поисках нефтяных и газовых месторождений, но мало еще используется при выявлении закономерностей размещения эндогенных образований.

С помощью палеотектонических и палеогеографических схем путем их совмещения и генерализации можно построить обобщенную схему динамики вертикальных перемещений, очертить границы структур разного знака и истории тектонического развития и перейти к металлогеническому анализу. Масштаб и детальность имеющихся палеотектонических и палеогеографических схем определяют возможности металлогенических построений. Но даже тектоническая основа, построенная по схемам 1 : 1 000 000—1 : 2 000 000 масштаба, позволяет судить о рудоносности рудных районов и прогнозировать участки для постановки поисковых работ масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000.

В размещении рудных районов устанавливается определенная зависимость от границ структур, выделенных на основании палеотектонических обобщений. Районам с определенным типом оруденения соответствует свой набор и порядок важности этих границ. Удаленность каждого металла и типа его месторождений от соответствующих палеограниц различна. Для промышленных объектов могут быть установлены оптимальные оценки удаленности от границ различных структур. В участках совмещения этих оптимальных расстояний, набор которых для разных металлов и типов различен, обнаруживаются соответствующие наиболее интересные рудные объекты. Следует подчеркнуть, что многие из них приурочены к местам проявления поздних наложенных впадин. Эти впадины часто унаследуются более поздними прогибами, хорошо фиксируются на местности и в благоприятных районах могут служить надежным поисковым признаком.

В районах, для которых данные по палеотектонике и палеогеографии отсутствуют, история вертикальных тектонических движений может быть выявлена путем сопоставления геологических разрезов. В этом случае трудно произвести районирование территорий, но выявить различия истории разных участков с определенной рудоносностью возможно.

Наличие отмеченных выше связей геохимической специфики участков земной коры с историей их вертикальных тектонических перемещений находит объяснение в особенностях глубинного строения земной коры и мантии Земли. Это вытекает из имеющихся геофизических данных, которые должны всегда использоваться при геолого-геохимических исследованиях.

Все предлагаемые построения носят вероятностный характер. Статистическая обработка существующей информации (связи металлов и типов месторождений с участками земной коры с определенной историей развития, с различными интрузиями, с палеограницами соответствующих структур и т. д.) дает возможность оценить степень достоверности металлогенических выводов и надежность прогнозных оценок. Точность проведения геологических и металлогенических границ может быть оценена силой связи с ними соответствующих эндогенных проявлений. Имея статистические оценки силы связи различных металлов, типов их месторождений и магматических пород с площадями и границами соответствующих структур, можно судить о достоверности их рисовки. Получив статистические параметры связи геологических факторов с рудоносностью, в ряде случаев можно ставить вопрос об обратной связи — использовании данных по рудоносности при уточнении геологических границ.

Затронутая проблема геолого-геохимических исследований весьма сложна. Цель этой книги — изложение одного из рациональных, на наш взгляд, подходов к предстоящему ее решению.

- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Изд-во АН УзбССР, Ташкент, 1960.
- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., изд-во «Недра», 1964.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Основные структурные элементы Забайкалья и их роль в размещении редкометальной минерализации. Науч. собр. ИМГРЭ, вып. 5, М., 1971.
- Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий. Материалы по общей и региональной тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, 1963.
- Андреев Б. А., Ициксон М. И., Красный Л. И. и др. Идеи С. С. Смирнова о Тихоокеанском рудном поясе в свете современных данных. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., изд-во «Наука», 1966.
- Аникеев Н. П., Биркис А. П., Драбкин И. Е., Куклин А. П. К методике составления карты металлогении золота юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области. В сб. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР», вып. 19, Магадан, 1967.
- Апельцин Ф. Р. Малые интрузии, их генезис и закономерности распространения золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Апельцин Ф. Р. Гранитный магматизм и редкометальное оруденение. В кн. «Оруденение и его связь с магматизмом». Якутск, 1969.
- Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). Изд-во АН СССР, 1963.
- Архипов И. В., Перфильев А. С. К вопросу об эволюции структуры и эндогенного рудообразования складчатых областей Евразии. «Геотектоника», 1968, № 3.
- Атлас литолого-палеографических карт СССР. Гл. ред. А. П. Виноградов, т. IV, ред. В. А. Гроссгейм, В. Е. Ханн. ГУГК, М., 1967.
- Атлас литолого-палеографических карт СССР. Гл. ред. А. П. Виноградов, т. III, ред. В. Н. Верещагин, А. Б. Ронов. ВАГТ, М., 1968.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., изд-во «Наука», 1968.
- Бабаев К. Л., Быков Л. А. Количественные принципы металлогенического анализа на примере Средней Азии. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим». Фрунзе, 1968.
- Баранов В. Д. О металлогенической зональности колчеданного оруденения в Рудном и Южном Алтае. В сб. «Металлогенические исследования», ИМГРЭ, 1971, № 1.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.
- Беус А. А., Григорян С. В., Ойзерман М. Т. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., изд-во «Недра», 1965.

Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока. Проблемы Сов. геол., т. VII, 1937, № 5—6.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.

Биндеман Н. Н. Геологическое строение, типы гидротермальной минерализации и некоторые особенности золоторудного оруденения Алтаю-Кыра-Бырдзинской депрессии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 56, 1963.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Боголепов К. В. Области повторного горообразования и принципы их тектонического и металлогенического районирования. «Геол. и геоф.», 1969, № 12.

Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., изд-во «Недра», 1965.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1967.

Бородаевская М. Б. Особенности и условия локализации колчеданных руд в структурно-формационных зонах с различной историей развития (на примере Урала, Кавказа и Тянь-Шаня). В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», 1968.

Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И. и др. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 10.

Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А. и др. К проблеме формации щелочных пород и их редкометального оруденения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3.

Бородянский А. И., Лемкова Б. А. Некоторые черты металлогении бассейнов рек Яны и нижнего течения Индигирки. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Бурштейн Е. Ф., Веймарк А. Б., Кошелева И. А. и др. Типы медной минерализации и закономерности ее размещения в области сочленения палеозойских структур Чингиза и Прибалхашья. Вестн. МГУ, «Геология», 1968, № 4.

Быбочкин А. М. Геологические особенности месторождений вольфрама и основные закономерности их размещения. В кн.: «Конф. по геол. и полезн. ископ. зарубежных стран». НИИЛ «Зарубежгеология», 1969.

Бычков Ю. М. К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинория. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15, 1961.

Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., Физматгиз, 1962.

Василевский М. М., Ротман В. К. Мезо-кайнозойские вулканогенорудные формации Охотско-Нишпонской геосинклинальной области. В кн. «Рудовосность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Вистелиус А. Б., Аралина А. И., Бурьянова И. З. и др. Основные закономерности распределения калия в послегюрских гранитоидах Северо-Востока Азии и примыкающей части Тихого океана. Докл. АН СССР, т. 184, 1969, № 2.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962а, № 11.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962б, № 7.

Вишерт А. В. Дербек-Нельгехинский разлом в фундаменте Верхояно-Колымской складчатой области. «Геол. и геофиз.», 1960, № 3.

Вишерт А. В., Возин В. Ф., Ивенцев Ю. П. и др. Геологическое строение Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Волочкович К. Л. К вопросу о структурном положении Горноалтайской редкометальной провинции. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.

Волочкович К. Л. Тектоническое положение редкометальных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области. В кн. «Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов». М., изд-во «Наука», 1967.

Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., изд-во «Наука», 1964.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., изд-во «Наука», 1969.

Вольфсон Ф. И. и др. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М., изд-во «Наука», 1968.

Гамянин Г. Н., Соловьев В. И. Золоторудная формация Восточной Якутии. В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., изд-во «Наука», 1969.

Гармаш А. А., Попов В. В., Яковлев Г. Ф. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, 1967.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного состава. В кн. «Проблемы магматизма и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р. Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. «Геол. рудных м-ний», 1970, № 2.

Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др. Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. В сб. «Геол. месторождений редких элементов», вып. 27. М., изд-во «Недра», 1965.

Годлевский М. Н. Трапловые и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Головин Е. М., Баймухамедов М. Д. Флюоритоносность Средней Азии. В кн. «Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезн. ископ. Средней Азии». Ташкент, 1969.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А. и др. В кн. «Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья». М., изд-во «Недра», 1970.

Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В кн. «Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Горлов В. Г. Геологическое строение Базаново-Акатуевского рудного района. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Грешнер С. Г., Милецкий Б. Е. и др. Вулканогенные формации Мугоджар и связанное с ними оруденение. В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Гринберг Г. А. Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., изд-во «Наука», 1969.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., изд-во «Наука», 1967.

Дзоценидзе Г. С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых общих особенностях вулканизма в металлогении Болгарии и Грузии. В кн. «Карп.-Балк. геол. асс.», VII конгр., ч. III, докл., София, 1965.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат. М., Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 8.

Доломанова Е. И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситерит-кварц-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дорошенко Ю. П. Об абсолютном возрасте флюоритового оруденения Приаргунья. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Мат-лы III науч. конф. ЗаБНИИ, Чита, 1968.

Дружинин А. В., Тихонов Н. Д., Зуев В. Н. Свинцово-цинковая минерализация на молибденовых месторождениях. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дудин М. Р., Морозова Н. Н., Грибанов Б. В. Широкинское рудное поле. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской обл. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. 6, 1962.

Есенов Ш. Е., Кунаев Д. С. и др. К вопросу о металлогеническом районировании территории Восточного Казахстана. Вестн. АН КазССР, 1967, № 4.

Есенов Ш. Е., Кунаев Д. С. и др. О двух типах металлогенических поясов Казахстана и Средней Азии. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», Фрунзе, 1968.

Заворотных И. Р., Титов В. Н. Геология месторождений Покровско-Гурулевского рудного поля. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Зарудный Н. Н. Основные черты тектонического развития Северо-Востока СССР в верхнем палеозое и мезозое. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Захаров Е. Е. О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении руд черных и цветных металлов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Захаров Е. Е. Металлогения Каратау. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Золотов М. Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока. «Советская геология», 1965, № 7.

Иванкин П. Ф. и др. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР. Алма-Ата, 1961.

Иванов В. В. О парагенезисах гидротермальных месторождений, их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения. М., Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 10, 1963.

Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. М., изд-во «Наука», 1964.

Иванов В. В. Некоторые вопросы регионально-геохимических исследований и перспективной оценки рудных районов и месторождений. «Геохимия», 1969, № 8.

Иванов В. В. Некоторые регионально-геохимические вопросы металлогенических исследований. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», Фрунзе, 1971.

Иванов В. В., Мейтув Г. М. Тектоника и эндогенное рудообразование. «Геотектоника», 1970, № 6.

Иванов В. В., Мейтув Г. М. О принципе региональных металлогенических исследований. Изд-во «Илим», Фрунзе, 1971.

Иванов Р. Особенности заложения и истории развития парагеосинклинальной системы Балканид. В кн. «Связь магматизма эндогенной минерации с блоковой тектоникой». М., изд-во «Недра», 1969.

Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогения. В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, 1969.

Иванова Т. А., Мейтув Г. М., Иванов В. В. Влияние вмещающих пород на характер бериллиевой минерализации на примере одного из районов. Мат-лы ко 2-й конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Ивенсен Ю. П. Этапы магматического процесса и магматические формации Якутии. В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., изд-во «Наука», 1969.

Ивенсен Ю. П., Проценко Е. Г. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Ицксон М. И. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока). Бюлл. ВСЕГЕИ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ицксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Ицксон М. И., Матвеев В. Т. Олово. В кн. «Геологическое строение СССР», т. IV. М., изд-во «Недра», 1968.

Каждан А. Б. Месторождения уран-молибденовой рудной формации. В сб. «Вопросы прикладной радиологии», вып. 2, М., Атомиздат, 1967.

Казанский В. И. О размещении верхнемезозойских гранитных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском рудном поясе. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, 1960.

Карпова Е. Д. Средняя Азия, Тянь-Шань, Центральные Кызылкумы. В кн. «Геологическое строение СССР», т. IV, «Полезные ископаемые». М., изд-во «Недра», 1968.

Каюпов А. К. Роль глубинных слоев земной коры в металлогенической специализации на примере Алтайской рудной провинции. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», Фрунзе, 1968.

Каюпов А. К., Шлыгин А. Е., Стеценко В. П. Металлогения Южного Казахстана. В сб. «Производ. силы Юж. Казахстана», т. I, Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, 1956.

Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., изд-во «Наука», 1968.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., изд-во «Наука», 1964.

Комаров П. В., Комарова Г. Н., Гольцман Ю. В. и др. Возрастные соотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье. М., Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 12.

Комарова Г. Н. О флюорит-слюдистой минерализации в карбонатных породах Забайкалья. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.

Константинов Р. М. Статистическое обоснование связей металлогенических факторов. «Советская геология», 1969, № 2.

Константинов Р. М., Лугов С. Ф., Макеев Б. В. и др. Геология олова зарубежных стран. М., изд-во «Недра», 1969.

Константинов Р. М., Томсон И. Н. О месте низкотемпературного золотого оруденения в общей истории мезозойского рудообразования в Вост. Забайкалье в связи с задачами поисков. В сб. «Генетические типы и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1966.

Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглоков С. В. и др. Особенности зонального оруденения в некоторых рудных узлах Вост. Забайкалья. «Геология рудных месторождений», 1967, № 3.

Кормилицын В. С. Околорудные гидротермально-измененные породы свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кормилицын В. С., Иванова А. А. Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и некоторые вопросы металлогении Восточного Забайкалья. М., изд-во «Недра», 1968.

Королев А. В. Состояние представлений о генезисе и условиях локализации постмагматических месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та АН УзбССР, вып. 2, Ташкент, 1948.

Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., изд-во «Наука», 1968.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., изд-во «Недра», 1969.

Котляр С. Г. Основные типы структур, магматизм и металлогения Яно-Колымской складчатой области. «Советская геология», 1968, № 10.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., изд-во «Недра», 1970.

Красников В. И. К вопросу об оценке золотоносности рудных месторождений и ореолов рассеяния по элементам-спутникам в условиях Восточного Забайкалья. В сб. «Геология некоторых рудных м-ний Забайкалья». Чита, 1968.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13, 1962.

Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., изд-во «Наука», 1967.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А., Явшин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. «Геология и геофизика», 1967, № 10.

Кучук В. В. Некоторые сведения о глубинном геологическом строении Приморского края по геофизическим данным. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Солюшкин Е. П., Хорошилов Л. В. Структуры гидротермальных урановых рудных тел. В кн. «Геология гидротермальных урановых месторождений». М., изд-во «Наука», 1966.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. Я. Генезис и парагенезис минералов в постмагматических образованиях Украинских Карпат. Acta geol. Acad., Scient. Hung., t. 14, 1970.

Лаффит П. Металлогения Франции. Вестн. МГУ, 1969, № 1.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. В кн. «Избранные труды». М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1949.

Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. О месте редкометальных поясов в региональных структурах земной коры. «Геология рудных месторождений», 1969, № 4.

Леонтьев Л. Н. Предисловие. В кн. «Рифиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов». М., изд-во «Наука», 1967.

Лишневский Э. Н. О некоторых особенностях строения земной коры и размещений оловянного и золотого оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных. М., Докл. АН СССР, 181, 1968, № 6.

Лугов С. Ф. Оловоносность палеозойских складчатых областей Западной Европы и Аппалачей. В кн. «Геология месторождений олова зарубежных стран». М., изд-во «Недра», 1969.

Ляхович В. В. Аксессуарные минералы. М., изд-во «Наука», 1968.

Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.

Малахов А. А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, М., изд-во «Наука», 1962.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Гостеолтехиздат, 1957.

Мейтув Г. М., Иванов В. В. Региональные геолого-геохимические закономерности распределения месторождений некоторых металлов в Восточном Забайкалье. В кн. «Геохимия и геология некоторых рудных месторождений». М., изд-во «Наука», 1970.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Гипогенная зональность и направление металлогенических исследований в Восточном Забайкалье. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 3. Изд-во Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1967.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. О характере связи эндогенного оруденения с вмещающими породами в Восточном Забайкалье. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4. Изд-во Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1968.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. и др. Мезозойский магматизм Восточного Забайкалья и его связь с тектоникой. В кн. «Мат-лы IV Всес. петрограф. совещ.». Изд-во АН АзССР, 1969.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. и др. К вопросу о возрасте и глубине формирования различных эндогенных образований Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4. Изд-во Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1968.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Об общих геологических закономерностях размещения редкометально-сульфидной минерализации. Изд-во «Илим», Фрунзе, 1971.

Менакер Г. И. Методика количественной оценки металлогенических схем (на примере Забайкалья). В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 6. Изд-во Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1971.

Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., изд-во «Мир», 1956.

Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Геотектоническое районирование Якутской АССР в свете новых данных. «Геология и геофизика», 1963, № 3.

Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья. В сб. «Геология и полезные ископаемые Забайкалья». М., Ун-т дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1968.

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

Неженский И. Л. Особенности геологии и закономерности размещения флюорит-берtrandитового типа бериллиевых месторождений. Л., Тр. Всес. НИГИ, 133, 1966.

Некрасов И. Я. Магматизм и вопросы металлогении северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. I, 1953.

Николаевский А. А., Измайлов Л. И. Глубинное строение Северо-Востока СССР и пути повышения эффективности поисков рудных месторождений. «Кольма», 1969, № 3.

Обручев В. А. Геология Сибири. Тт. 1, 2, 3, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.

Обручев В. А. Илинское золоторудное месторождение в Восточном Забайкалье. Избр. тр., т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 39, 1960.

Овчинников Л. Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Овчинников Л. Н., Баклаев Я. П. О закономерностях размещения контактово-метасоматических месторождений Урала в связи с составлением крупномасштабных карт металлогении и прогноза. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале». Изд-во УФ АН СССР, Свердловск, 1962.

Овчинников Л. Н., Коган Р. И. О применении методов математической статистики в абсолютной геохронологии. В сб. «Статистические исследования». ИМГРЭ, ротационный, 1971.

Онихимовский В. В. Приамурье — характерное звено Тихоокеанского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Онтоев Д. О. О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометалльных формациях Забайкалья. В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1966.

Павлов Н. В. Закономерности размещения магноматитовых месторождений Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, Изд-во АН СССР, 1960.

Павлова И. Г., Рундквист Д. В. Бериллий. В кн. «Геологическое строение СССР», т. IV. М., изд-во «Недра», 1968.

Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.

Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчик С. Г. и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля. Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, ч. II, 1961.

Плигина Д. Б. Геологическое строение Акатувевского рудного поля. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Покалов В. Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектоно-магматической основе. «Советская геология», 1970, № 1.

Полякова О. П. Свинцово-цинковые месторождения Кадаинского рудного поля. В кн. «Вопросы геол. и генезиса некоторых свинцово-цинковых м-ний Восточного Забайкалья». Тр. ИГЕМ, вып. 83, М., 1963.

Попкова М. И. Петрохимические особенности магматизма пород разновозрастных складчатых зон южной части Дальнего Востока. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Пушаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. БМОИИ. Отд. геол., вып. 5, 1955.
- Радкевич Е. А. Касситерито-сульфидные месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Радкевич Е. А. Особенности металлогении Приморья. В кн. «Геолог. и металлоген. советского сектора Тихоокеан. рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Радкевич Е. А. Металлогения Востока СССР. В кн. «Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1967.
- Радкевич Е. А. Связь металлогении Тихоокеанского рудного пояса с процессами вулканизма. В кн. «Вопросы металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.
- Радкевич Е. А., Коростелев П. Г., Кокорин А. М. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. М., изд-во «Наука», 1967.
- Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применение. М., изд-во «Наука», 1968.
- Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., изд-во «Недра», 1968.
- Родионов Д. А., Иванов В. В. Статистические оценки средних содержаний элементов по совокупности наблюдений разной представительности. «Геохимия», 1967, № 1.
- Рожков И. С. Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ. В кн. «МГК XXIII сес. (Докл. сов. геол.), проблема 7». М., изд-во «Наука», 1968.
- Рожков И. С., Кобеляцкий И. А., Гринберг Г. А. и др. Основные черты металлогении Северо-Восточной Якутии. В кн. «Геолог. и металлоген. советского сектора Тихоокеан. рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ, вып. 33, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Руб М. Г. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского интрузивного комплекса и связанные с ними постмагматические образования. Тр. ИГЕМ, вып. 62, Изд-во АН СССР, 1962.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Региональные и локальные закономерности грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений (мат-лы к совещ. «Разработка основ научного прогноза месторождений полезных ископаемых»), вып. 2, Л., ВСЕГЕИ, 1970.
- Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центр. Казахстане. «Советская геология», 1957, № 58.
- Сатпаев К. И. и др. О некоторых проблемах развития геологической науки. «Советская геология» № 9. 1960.
- Семенов А. И. Принципы и методики составления металлогенической карты Восточного Казахстана. «Советская геология», 1957, № 58.
- Семенов А. И., Дворцова К. И. Казахстан. В кн. «Геологическое строение СССР», т. IV. М., изд-во «Недра», 1968.
- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8, М., Изд-во «Наука», 1967.
- Семенова Е. Д., Райкова М. И. Схематическая петрохимическая карта Урала. В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, 1969.
- Сергиевский В. М., Петрова И. А., Смирнов Ю. Д. Тиман, Урал и Мугоджары. В кн. «Геологическое строение СССР», т. IV, «Полезные ископаемые», М., изд-во «Недра», 1968.
- Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Скорняков П. И. О возрасте золотого оруденения Северо-Востока СССР. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 5, Магадан, 1949.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В. и др. Рифелды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., изд-во «Наука», 1967.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8, М., изд-во «Наука», 1967.

Смирнов В. И., Тугаринов А. И. Урановые месторождения Франции. «Геология рудных месторождений», 1969, № 6.

Смирнов В. И., Годлевский В. Н., Никитин В. Д. и др. Генезис эндогенных месторождений. М., изд-во «Недра», 1968.

Смирнов С. С. Свинцовое месторождение в Большой Хапчеранге. Тр. Геолкома, т. 3, 1928, № 5.

Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. «Проблемы советской геологии», 1936, № 10.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.—Л., Гостеолздат, 1944.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Смирнов С. С., Цареградский В. А. Северо-Восток Азии, его металлогения и оловоносность. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5.

Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П. и др. Минералогический очерк Яно-Адычанского района. М., Тр. ИГН АН СССР, мин. серия (9), 1941.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. Тр. ИГН, вып. 97. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Таусон Л. В., Зорин Ю. А., Зорина Л. Д. и др. О некоторых закономерностях размещения месторождений Кличкинского района (Вост. Забайкалье). М., Докл. АН СССР, т. 184, 1969, № 4.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Гостеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт металлогенического районирования Тетиса. В кн. «Тектоника рудных месторождений», М., изд-во «Наука», 1964.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., изд-во «Недра», 1966.

Твалчрелидзе Г. А. Главные типы металлогенической зональности рудных провинций. Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК, проблема 7. М., изд-во «Наука», 1968.

Теремецкая А. Г. Химико-минералогические исследования Хапчерангинского месторождения. ГОНТИ, 1939.

Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.—Л., ГОНТИ, 1938.

Тильман С. М. Тектоника Северо-Восточной Азии. Тез. докл. выездной сес. АН СССР на Дальнем Востоке. М., ОГН АН СССР, 1965.

Трофимов Н. Н., Полякова О. Н., Малиновский Е. М. Свинцово-цинковые месторождения Смирновского рудного поля. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Томсон И. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М. и др. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Вост. Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 12.

Томсон И. Н., Дежин Ю. П., Лобанова Г. М. и др. О возрасте мезозойских эффузивов Восточного Забайкалья в свете данных абсолютной геохронологии. В кн. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». М., изд-во «Наука», 1969.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. «Геохимия», 1969, № 2.

Тучков И. И. Палеогеография Северо-Востока СССР в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время. «Советская геология», сб. 59, 1957.

Унксов В. А. Закономерности размещения кобальтового оруденения в каледонидах Сибири. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4, М., Изд-во АН СССР, 1958.

Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций. В кн. «Проблемы магмы и генезис изверж. горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., изд-во «Недра», 1969.

Федорчук В. П. О тектоно-металлогенической позиции ртутно-сурьмяных поясов и зон. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука», 1964.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. Рудные формации олова, вольфрама и полиметаллов. В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., изд-во «Наука», 1969.

Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. и др. Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М., изд-во «Наука», 1965.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Неотектоника, современные движения земной коры и граница Мохоровичича. «Геология и геофизика», 1970, № 4.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Мойсеенко Ф. С. Закономерности в строении и развитии земной коры Сибири и Дальнего Востока. В сб. «Кора и верхняя мантия Земли». Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК, проблема 1. М., изд-во «Наука», 1968.

Хамрабаев И. Х., Мацокина Т. М., Горьковой О. П. и др. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогенетическая специализация. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Херасков Н. П. О связи полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии. В кн. «Тектоника Евразии», М., изд-во «Наука», 1966.

Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Чеглов С. В., Хомич В. Г. О горизонтальной зональности Балецкого рудного поля. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. I (3), Чита, 1966.

Черницин В. Б. К истории металлогенетического развития Северного Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8, М., изд-во «Наука», 1967.

Читаева Н. А. Геологическое строение Явленского рудного поля. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». М., Тр. ИГЕМ, вып. 83, Изд-во АН СССР, 1963.

Шапошников К. К. Структурно-металлогенетические зоны и гравитационные аномалии на Северо-Востоке СССР. Докл. АН СССР, т. 141, 1961, № 3.

Шило Н. А., Сидоров А. А., Найборodin В. И. и др. Главнейшие золоторудные формации Северо-Востока СССР. В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Якутск, кн. изд-во, 1969.

Шипулин Ф. К. Об источниках вещества при эндогенном рудообразовании. В кн. «Проблемы геол. минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. 1. М., изд-во «Наука», 1969.

Штенберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала. Тез. докл. II Уральск. петрограф. совещ., т. 3, Свердловск, 1966.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

Щерба Г. Н. К проблеме редкометалльных поясов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, Изд-во АН СССР, 1960.

Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., изд-во «Наука», 1964.

Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С. и др. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., изд-во «Недра», 1970.

Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов полей и месторождений Рудного Алтая. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М. Тектоно-магматическое развитие колчеданных провинций Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая. Вестн. МГУ, 1970, № 2.

Яншин А. Л. и др. Тектоническая карта Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 (с объяснит. зап.). М., изд-во «Наука», 1966.

Ahlfeld F. Metallogenetic epochs and provinces of Bolivia. «Min. Depos.», 2, 1967, No. 4.

Алексиев Б., Начев Ив., Хрисчев Хр. и др. Формационные ряды и закономерности развития Балканской области в палеозое и мезозое. В кн. «Карп.-Балк. геол. асс.», VII конгр., ч. II, т. I, София, 1965.

Bender M., Shultz C. The distribution of trace metals in cores from a traverse across the Indian Ocean. Geoch. et Cosm. Acta 33, 1969, No. 2.

Billingsley P., Jocke A. Tectonic Position of Ore Districts of the Rocky Mountain Region. Trans Amer. Inst. Mining and Metallurg., v. 115, 1935.

Богданов Б. Д. Разсеяни елементи в оловно-цинковите руди от Маданския район. Списание на Българско геол. дружество. Год XXI, кн. I, София, 1960.

Богданов Б. Д. Типы гипогенной зональности в Маданском рудном районе. Тр. върху геол. на България, сер. геол., мин. и петр., кн. IV, София, 1963.

Бончев Ек. По въпроса за тектонска връзка между Балканидите и Южн. Карпати. Тр. върху геол. на България, сер. стратигр. и тект., кн. 4, 1962.

Боянов Ив. Характер и етапи развития Марицкото дълбоководно разлома. В кн. «Карп.-Балк. геол. ас.», VII конгр., ч. I, Геотектоника. София, 1965.

Burkart - Baumann I., Ottemann I., Nicolini P. Mineralogische untersuchungen an Jordanit sesejit und Cesorolith von drei tunesischen Blei - Zink - Lagerstatten. Chem. Erde 26, 1967, No. 4.

Burri C. Chemismus und provinriale Verhältnisse der jüngeren eruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung, Schweiz. Min. Petz. Mitt. 1926.

Василев Л. Към проблема за първичната регионална и възлова зоналност на горно-кредно-палеоцеенските рудни форм. в юго-източна България. Годишник на Укр. геол., т. 10, София, 1959.

Вергилов В., Кожухаров Д., Боянов Ив. Бележки с върху допалеозойските метаморфни комплекси в Родопския масив. Изв. на ГИ при БАН, кн. XII, 1963.

Димитров Д. К. Поясно разпределение и генезис на Източни Родопските полиметаллически месторождения. Изв. на Н.-и. геол. ин-т, т. II, София, 1965.

Димитров Р., Арнаудов Б. Попътни компоненти в полиметалните руди и концентрати от Мадански руден район. Годишник на ГУГОЗН, т. XIII, София, 1962.

Димитров Р., Петков Ив., Анева И., Кацева Л. Геоложки особености на полиметално находище Щипченково. Изв. на Н.-и. геол. ин-т, т. I, София, 1964.

Димитров Ст. Метаморфите и магматическите скали в България. Годишник на Дир. за геол., отд. А, т. IV, София, 1946.

Добрев Т., Димитров Л., Пищалов Ст., Иванова В., Радков Р. Изследвания върху дълбочинния строеж на югоизточна България по геофизични данни. Списание на Българско геол. друж., год. XXVIII, кн. 1, 1967.

Доков Р. Д., Попов А. Г. О некоторых особенностях зональности размещения минеральных ассоциаций в Маданском рудном районе. В кн. Конференция. Проблемы постмагм. рудообразования, т. I, Прага, 1963.

Драгов П. Минералогични и геохимични изследвания в Осоговските оловно-цинкови находища. Тр. върху геол. на България, сер. геол., мин. и петр., кн. V, София, 1965.

Gobelman W. Metallotectonic Zoning in the North American Appalachian Region Endogenous Ore Deposits, XXIII Int. geol. Congr., v. 7, Academia Prague, 1968.

Hańczuk S. Pierwiastki sładowe w mineralach Kruszczych ze Slasko-Krakowskich złoz cynkowo-olowianych. Bull. Inst. Geol., t. 4, 1957, No. 115.

Иванов Р. Стратиграфия и структура на кристалина в Източните Родопит. Тр. върху геол. на България, сер. геол. и пол. изк., 2, 1961.

Иванов Р. О магматических сериях и магматических формациях в связи с мелово-третичным вулканизмом Балканид. В кн. «Карп.-Балк. геол. ас.», VII конгр., ч. III, София, 1965.

Jankovic Sl. Metallogenetic Epochs and ore districts of Eastern Serbia. Carp-Balk., Geol. Ass., II Congr., p. III, Sofia, 1965.

Яранов Д. Напречните понижения в Родопско-Анадолката антеклиза и тяхното металогенно значение. Сп. на Бъл. Горн.-геол. друж.-во, 21, 2, 1960.

Яранов Д. Тектоника на България. София. Държ. изд-во «Техника», 1960.

Йовчев Й. С. Полезни ископаеми на Н. Р. България. Кн. 1 и 2, София. Изд-во «Техника», 1960—1961.

Йовчев Й. С. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии, VII геол. конгр. София, 1965.

Ramovic M. Principles of Metallogeny Print in Yugoslava, Sarajevo, 1968.

Киров Г., Минчева-Стефанова Й. Минералогични и геохимични изследвания върху оловно-цинковото находище рудник Боршева. Маданско. Тр. върху геол. на България, сер. геол. и пол. изк., кн. III, София, 1962.

- Koch S., Panto G. Aplidisch-postmagmatische mineralisationen ungarms Inre Genetischen und paragenetischen merkmall. Acta geol. Academ. Scient. Hung., t. 14, 1970.
- Кожухаров Д., Кожухарова Е. Изследования върху скалите и строежа на Севернородопската ант. в Асеноградско. Изв. на ГИ при БАН, кн. XI, 1962.
- Константинов К., Димитров Р. Полезните изкопаеми на Средните Родопи. Тр. върху геол. на България, сер. геол. минер. и петр., кн. 4, София, 1964.
- Костов Ив. Минералогическо райониране на Родопите. Тр. върху геол. на България, сер. геол., кн. 4, София, 1963а.
- Костов Ив. Зоналност в минерализации те на Балканите. Тр. върху геол. на България, сер. геол., кн. 4, София, 1963б.
- Kręgoswska M. Analiza petrograficzna utworow sradkowo-jarajskich z Rzeszotar. Rozr. Pol. Tow. geol. 32, 4, Krakow, 1962.
- Laffitte P. Cartographie metallagenique et gitis stratiformes. Econ. Geol., Monogr., 1967, No. 3, 1.
- Llambias E. J., Malvicini L. The geolgy and genesis of the Bi—Cu Mineralized Breccia pipe, san Francisco de los Andes. San Juan, Argentina. Economic. Geol., v. 64, 1969, No. 3.
- Zöttsch Fr. Zur metallogeneticchen Analyse des Südens der DDR. Zeit. für Ang. Geol. No. 7. B. 14, 1968.
- Милев В. Р. Некоторые закономерности размещения серебро-свинцово-цинковых месторождений в Сакаро-Родопской обл. НР Болгарии. Сп. на Бълг. геол. друж-во, г. 29, кн. 3, 1968.
- Милева Г., Обретенов Н., Попов М. Върху сребърните минерали от находище Чипровци, Михайловградско. Сп. на Бълг. геол. об-во, кн. 3, ч. XXV, 1965.
- Минчева-Стефанова И., Амов Бл. О возрасте и происхождении некоторых оруденений в Западной Стара-Планине по данным изотопного анализа свинца. В сб. «Карп.-Балк. геол. асс.», VII конгр., ч. III, София 1965.
- Накамуга Т. Metallogenesis in Japan *Séapis pro mineralogie a geologii*, 13, с. 3, 1968.
- Osika R. Mapa mineralogenicz na Polski 1 : 1 000 000. Inst. geol., Warszawa, Wydawn. geol., 1969.
- Петков Ив. Опыт за определяне дълбочината на повърхнината Мохоровичичи в България по гравиметрични данни. Изв. на центр. лаб. по геол., кн. IV, София, 1963.
- Радонова Т. Първична минерализация и околорудни изменения в района на м. Радна Панагюрско. Тр. върху геол. на България, сер. геох. и пол. изр., кн. 3, 1962.
- Schneider-Scherbina A. Über metallogeneticche Epochen Boliviens und den gibriden Character der sogenanter Zinn-Silber-Formation. Geol. Jahrb., 81, 1964.
- Shimp N. F., Witters J. et es. Distinguishing marinc. and Freshwater Muds. The Journal of Geol. v. 77, 1969, No. 5.
- Słosarz M. Uwagi o sladach mineralizacje w utworach dewonu w Przegini na SEod Olkusza Kwavtalnike, Geologiczny, t. 13, 1969.
- Стойнов С., Атанасов В., Лилов Ц. Върху среброносните минерали от месторождение «Седмочисленици» — Врачанско. Сб. в чест на акад. Йово, см. Йовчев, София, 1964.
- Страчков М. Тектониката на централният дел на Осоговската планина. Тр. на Геол. завод на Н. Р. М., св. 8, Скопле, 1961.
- Tamain G. Ze District minier de Linares la Carolina et son cadre metallogenione en Sierra Morena orientale (Espagne). Bull de La Soc. geol. de France, s. 7, t. X, 1968.
- Терзиев Г. Елементи-примеси в главните рудни минерали от находище Челопеч. Тр. върху геол. на България, сер. геол., мин. и петр., кн. VI, София, 1966.
- Тонев Ив. Върху минерализацията и генезиса на Тургаските рудни жили. Годишник на Упр. за геол. произв., т. 10, София, 1959.
- Wisser E. H. Cordilleran Ore Districts in Relation to Regional Structure. Canad. Mining. Metallurg., v. 52, 1958.

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Региональные геолого-геохимические особенности рудоносности Восточного Забайкалья . . . . .</b>	
Общие черты рудоносности и принципы тектонического районирования . . . . .	7
Региональные закономерности распределения концентраций различных металлов, месторождений и магматических образований . . . . .	15
Закономерности размещения концентраций отдельных химических элементов . . . . .	17
Закономерности размещения различных типов минерализации . . . . .	34
Особенности размещения мезозойских магматических пород . . . . .	40
Геолого-геохимические особенности и зональность в районах преимущественного проявления сульфидных и сульфидно-сульфосольных месторождений . . . . .	57
Широкинско-Газимуро-Заводский район (XV) . . . . .	57
Кадаинско-Покровский район (XIII) . . . . .	66
Балейский район (VII) . . . . .	73
Геолого-геохимические особенности и зональность в районах преимущественного проявления редкометалльно-сульфидных и сульфидных месторождений . . . . .	81
Хапчеранга-Любавинский район (V) . . . . .	81
Кличкинский район (I) . . . . .	90
Акатувеско-Базаново-Александрово-Заводский и Кудикан-Шахтаминский районы (XII) . . . . .	98
Геолого-геохимические особенности и зональность в районах преимущественного распространения кварц-редкометалльных и редкометалльно-сульфидных месторождений . . . . .	106
Дульдурга-Ара-Илинский район (VI) . . . . .	106
Шерловогорский — Адун-Челонский район (IV) . . . . .	111
Хангилай-Шилинский район (IX) . . . . .	116
Роль различных геологических факторов в локализации оруденения . . . . .	121
Некоторые данные по условиям образования эндогенных проявлений . . . . .	140
Возраст и глубина формирования изверженных пород и данные месторождений по их эрозионному срезу . . . . .	151
Температура рудообразования . . . . .	151
Связь геохимических особенностей оруденения с составом вмещающих пород . . . . .	155
Возможные общие причины регионального размещения эндогенных образований . . . . .	159
Выводы . . . . .	161
<b>Некоторые геолого-геохимические особенности минерализации в различных рудных провинциях . . . . .</b>	
Рудная минерализация Тихоокеанского пояса . . . . .	163
	287

	Стр.
Общие особенности эндогенных образований Тихоокеанского кольца	163
Северо-Восточная Якутия	172
Оловорудная минерализация	182
Дербек-Нельгехинский оловорудный район	186
Яно-Борулахский оловорудный район	188
Полоусненский рудный район	188
Свинцово-цинковая минерализация	191
Западно-Верхоянский серебро-свинцово-цинковый район	193
Южно-Верхоянский серебро-свинцово-цинковый район	194
Золоторудная минерализация	196
Аллах-Юньский золоторудный район	200
Центрально-Алданский золоторудный район	200
Рудная минерализация Средиземноморского пояса	202
Северная Африка	203
Народная Республика Болгария	207
Свинцово-цинковая минерализация	210
Родопский срединный массив	210
Свинцово-цинковые месторождения краевой части Средне-Родопского поднятия —	
Маданский, Давидковский, Лыкинский рудные районы	216
Свинцово-цинковые месторождения Восточно-Родопского погружения — Мад-	
жаровское, Габбровское, Звездельское и другие рудные поля	220
Свинцово-цинковая минерализация Северо-Западной Болгарии	223
Медная, медно-молибденовая и молибденовая минерализация зоны Балканид	225
Медная и полиметаллическая минерализация Центрального Среднегорья	227
Медная и медно-полиметаллическая минерализация Восточного Среднегорья	230
Рудная минерализация внутренних частей Евразии	233
Зависимость геохимических особенностей эндогенных месторождений	
от характера тектонических движений	240
Месторождения литофильной и литофильно-халькофильной групп	248
Месторождения халькофильной и сидерофильной групп	254
Геотектонические условия концентрации отдельных металлов	264
Основы геолого-геохимического анализа рудных провинций	267
Заключение	272
Список литературы	275

ИВАНОВ ВЛАДИМИР ВАСИЛЬЕВИЧ  
МЕЙТУВ ГРИГОРИЙ МАРКОВИЧ

### ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Редактор издательства *Панова А. И.*

Техн. редакторы: *Сычева Е. С., Дунаева Л. В.*

Корректор *Соколова Н. А.*

Сдано в набор 20/XII 1971 г. Подписано в печать 16/V 1972 г. Т-07663. Формат 70 × 90<sup>1/16</sup>.  
Печ. л. 18,0. Усл. печ. л. 21,06. Уч.-изд. л. 24,0. Бумага № 2. Индекс 1—4—1. Заказ 1032/3743—2.  
Тираж 2000 экз. Цена 2 р. 75 к.

Издательство «Недра», Москва, Б-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома  
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

407

25.75x.

HEPPA-1972